

AVERTISSEMENT

Ce document numérisé est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur au même titre que sa version papier. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

La Bibliothèque a pris soin d'adresser un courrier à l'auteur dans lequel elle l'informe de la mise en ligne de son travail. Celui-ci peut en suspendre la diffusion en prenant contact avec notre service.

➤ Contact SCD Nancy 1 : theses.sciences@scd.uhp-nancy.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

RASHID Hamid

UFR 181 S.T.M.P.; GFD Sciences de la Terre
Doctorat de l'Université Henri Poincaré, Nancy I
en Géosciences

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE
D'UN BASSIN ÉVAPORITIQUE TRIASIQUE.

LES MARNES À ANHYDRITE
(MARNES IRISÉES INFÉRIEURES) DE LORRAINE.

THÈSE DE DOCTORAT

Soutenue publiquement le 15 novembre 1995
devant le Jury composé de :

Président :

HAGUENAUER Bernard, Professeur à l'Université Henri Poincaré - Nancy I

Rapporteurs :

SAMAMA Jean-Claude, Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie,
I.N.P.L., Nancy
GEISLER-CUSSEY Dominique, Maître de Conférences à l'Université de Pau

Examineurs :

HILLY Jean, Professeur Emérite à l'Université Henri Poincaré - Nancy I
EVEN Gilbert, Maître de Conférences à l'Université Henri Poincaré - Nancy I
MARCHAL Claude, Directeur Scientifique Section T.S.G.A., Nancy

S.C.D. - U.H.P. NANCY 1
BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
Rue du Jardin Botanique - BP 11
54601 VILLERS-LES-NANCY Cedex

AVANT-PROPOS

A l'achèvement de ce travail, je tiens à remercier très sincèrement tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à son élaboration.

Avant tout, je souhaite exprimer toute ma gratitude à Monsieur J. Hilly, Professeur Émérite à l'Université Henri Poincaré - Nancy I (U.H.P.) et Membre de mon Jury, mais aussi inspirateur de ce sujet et interlocuteur de tous les instants. Lors de la rédaction de ma thèse, il a consacré des journées précieuses à relire et corriger mon manuscrit. Ses suggestions à la fois critiques et constructives, et son soutien inconditionnel, m'ont été très précieux. Qu'il veuille trouver ici l'expression de mon respect et de ma profonde gratitude.

Monsieur B. Haguenaer, Professeur à l'U.H.P.-Nancy I, a toujours suivi avec intérêt les travaux de l'Équipe "Évaporites" et il m'a accordé, à plusieurs reprises, son soutien personnel. Je suis honoré qu'il ait bien voulu assurer la présidence du Jury.

Monsieur J.-Cl. Samama, Professeur à l'École Nationale Supérieure de Géologie de Nancy (I.N.P.L.) n'a pas hésité à ajouter à ses nombreuses responsabilités celle de participer à ce Jury et de juger mon mémoire. Je lui en suis extrêmement reconnaissant.

Les travaux de Madame D. Geisler-Cussey, qui a quitté l'Université de Nancy-Metz pour celle de Pau et des Pays de l'Adour, et de Monsieur Cl. Marchal, Directeur Scientifique de la Section T.S.G.A. à Nancy, ont apporté beaucoup à la connaissance des formations évaporitiques triasiques de Lorraine et de Champagne. Leur expérience et les échanges de points de vue que j'ai pu avoir avec eux m'ont été très utiles. Il était indispensable qu'ils participent au Jury et je leur adresse mes remerciements amicaux.

Je dois aussi remercier Monsieur G. Even, Maître de Conférences à l'U.H.P.-Nancy I et Membre du Jury. C'est dans le Laboratoire commun de Diffractométrie X dont il est Responsable que toutes les analyses diffractométriques ont été effectuées sous son contrôle. J'ai bénéficié de ses observations et de ses conseils avisés pour l'interprétation des données relatives à la composition et à l'évolution des cortèges de minéraux argileux.

J'ai travaillé au sein du Laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires (G.E.S.) dont Monsieur J. Clermonté assure la direction. J'y ai rencontré Madame M. Hanzo, Messieurs P.E. Coiffait, M. Durand, P.-J. Fauvel, J. Le Roux, ainsi que d'anciens Chercheurs, Messieurs R. Khatib et R. Moretto. Avec tous, j'ai eu des contacts enrichissants et certains ont accepté de relire tel ou tel chapitre de mon manuscrit de thèse. Je leur suis reconnaissant de leur accueil et de leur aide.

C'est avec la participation active de Monsieur R. Montanari, Responsable du Service commun de Fluorimétrie X de l'Université de Nancy que les délicats problèmes posés par l'analyse chimique ont pu être résolus au mieux. Il a droit à mes remerciements, ainsi que Mademoiselle E. Götz du Service de Diffractométrie de Rayons X.

Ce travail repose essentiellement sur l'étude de plusieurs sondages carottés forés dans les environs de Nancy. Il n'aurait pu être mené sans la participation des Sociétés salinières qui ont confié ce matériel au Laboratoire : Solvay-France à Dombasle-sur-Meurthe, les Soudières de la Madeleine - Rhône-Poulenc à Laneuveville-devant-Nancy et la Compagnie des Salins du Midi et des Salines de l'Est à Varangéville. C'est pourquoi j'ai une grande reconnaissance envers ces Sociétés et leurs Directeurs.

La réalisation matérielle de ce mémoire doit tout à l'intervention dévouée de Mesdames C. Retournard et A. Marchal et de Monsieur Y. Lestreit. Qu'ils en soient vivement remerciés.

En terminant, je tiens à assurer mon épouse de toute ma reconnaissance pour son soutien et pour la patience qui a été la sienne au cours de ces années matériellement difficiles.

CHAPITRE I

CHOIX DU SUJET ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

A - CHOIX DU SUJET

Au cours des quinze dernières années, les séries évaporitiques triasiques de l'Est du Bassin de Paris ont fait l'objet de travaux sédimentologiques et géochimiques détaillés dans les Laboratoires de Géologie Sédimentaire de l'Université Henri Poincaré (Nancy I) sous la direction du Professeur J. Hilly, en collaboration avec d'autres organismes de recherche parmi lesquels il faut citer en premier lieu l'équipe dirigée par G. Busson au Laboratoire de Géologie du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris.

Les étapes suivantes ont été franchies.

1 - Le travail de Cl. Marchal (1983), fondé sur la comparaison des données diagaphiques disponibles dans l'Est du Bassin Parisien, a apporté une importante contribution à la connaissance de la géométrie et de l'extension latérale des séquences halitiques du gisement salifère keupérien de Lorraine-Champagne. Un des résultats majeurs de cette étude est la mise en évidence du diachronisme de la base et du sommet du gisement salifère et de son déplacement progressif de l'Est vers l'Ouest au cours du dépôt des Marnes irisées inférieures.

2 - Une étude géochimique et sédimentologique très précise a été menée par D. Geisler-Cussey (1986) sur les niveaux salifères des Couches grises du Muschelkalk moyen et des Marnes irisées inférieures (en particulier dans les couches exploitées par la mine de Varangéville, près de Nancy). Ses travaux ont montré la nature rythmique de la sédimentation du sel à différentes échelles, dont la plus fine est d'ordre centimétrique (séquences élémentaires de dépôt).

3 - La mise à la disposition de notre Laboratoire par les Exploitants (Compagnies des Salins du Midi et des Salines de l'Est, Solvay-France, Soudières de la Madeleine - Rhône-Poulenc) de carottes de sondage recoupant la plus grande partie de la formation salifère a permis d'envisager l'étude détaillée de l'ensemble du gisement, menée sous la direction de J. Hilly et de Cl. Marchal. La thèse de M. Haïmoud sur ce sujet a malheureusement été interrompue et n'a donné lieu qu'à des Rapports préliminaires. La publication des résultats acquis par l'équipe en a été retardée et s'est limitée à ce jour à des comptes-rendus succincts (Hilly et al. 1988 ; Buffet et al. 1988 ; Marchal et al. 1991). Des articles de synthèse sont en préparation.

4 - Le présent travail est consacré à l'étude des Marnes à anhydrite en Lorraine, partie sommitale des Marnes irisées inférieures, qui représente tout à la fois la couverture de la formation salifère en Lorraine et l'équivalent latéral du sel terminal de Champagne. Ce travail a été facilité par la mise à notre disposition de plusieurs sondages carottés dont l'un (sondage CB 1) recoupe totalement la série triasique (et en particulier les Marnes à anhydrite rarement carottées compte-tenu de leur faible intérêt économique) jusqu'à la base du gisement exploité.

B - OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

1 - La caractérisation pétrographique et géochimique des Marnes à anhydrite constitue naturellement l'objectif premier de ce travail. La définition de faciès-types et de leurs associations doit permettre l'établissement d'une coupe lithologique de référence suffisamment détaillée pour servir de base à des études sédimentologiques et géochimiques précises.

2 - Les mécanismes et les modalités de sédimentation et de diagenèse, la reconstitution des paléoenvironnements seront ensuite établis à partir de l'interprétation des caractéristiques de la série. Celles-ci sont de nature très variée : rythmes sédimentaires avec alternance ou passage progressif de faciès ; différents aspects de la phase anhydritique ; couleur des argilites ; nature et chimisme des cortèges de minéraux argileux ; distribution verticale de ces diverses caractéristiques. Cette interprétation s'appuiera aussi naturellement sur les abondantes données bibliographiques concernant d'autres formations, actuelles ou anciennes, plus ou moins similaires.

3 - Les conditions de cette sédimentation argilo-anhydritique seront enfin à comparer à celles des niveaux halitiques sous-jacents et des Marnes irisées moyennes surincombantes afin de reconstituer la succession verticale des paléoenvironnements durant cette période, sachant que cette succession peut donner l'image de la distribution de ces paléoenvironnements dans le bassin à un moment donné.

CHAPITRE II

GÉNÉRALITÉS SUR LE KEUPER DANS L'EST DU BASSIN DE PARIS

Ce mémoire traite essentiellement des Marnes à anhydrite de Lorraine qui constituent la dernière formation des Marnes irisées inférieures. Il convient au départ de les replacer pour le lecteur dans le temps, au sein de la série stratigraphique keupérienne, et dans l'espace, par ses rapports avec le vaste Domaine germanique et avec le Bassin Parisien.

1 - L'ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE

L'échelle stratigraphique habituellement utilisée en Lorraine est, depuis 1980, celle proposée dans la "Synthèse géologique du Bassin de Paris" (in Mégnien, 1980). Le Keuper (= Trias supérieur) y est subdivisé en trois ensembles : *Lettenkohle* à la base, *Marnes irisées* au milieu, *Rhétien* au sommet. Les Marnes irisées sont elles-mêmes découpées en *Marnes irisées inférieures*, *moyennes* et *supérieures* (fig. 1).

La *Formation salifère*, classiquement divisée en 5 faisceaux par les exploitants, occupe dans les Marnes irisées inférieures une position centrale entre les *Couches à pseudomorphoses* et les *Couches à esthéries*. Au dessus, les Marnes irisées moyennes sont formées par le *Grès à roseaux*, les *Marnes bariolées intermédiaires* et au sommet, le niveau-repère de la *Dolomie de Beaumont* (= Dolomie moyenne).

Compte-tenu de la forte hétérochtonie du mur et du toit du gisement de sel de Lorraine-Champagne, Cl. Marchal (1983) a été amené à modifier cette nomenclature (fig. 2). La série salifère redécoupée en 8 unités (notées L à S de la base au sommet) surmonte un *Ensemble infra-halitique* représenté en Lorraine par les *Couches à pseudomorphoses*. L'*Ensemble supra-halitique* regroupe les dépôts postérieurs au sel jusqu'au sommet de la Dolomie de Beaumont. Les *Couches à esthéries*, formation terminale des Marnes irisées inférieures, en constituent le terme inférieur ; leur caractère sulfaté étant bien plus évident que la présence d'esthéries, Cl. Marchal a proposé de les appeler *Marnes à anhydrite*.

2 - LE CADRE STRUCTURAL

Actuellement, la Lorraine fait partie de la bordure orientale du Bassin de Paris. Le remplissage permio-triasico-jurassique de ce bassin intracratonique repose sur un socle hercynien représenté au Nord et vers l'Est par le Massif ardennais, le Massif schisteux rhénan et les Vosges cristallines et au Sud par le Massif du Morvan.



Fig. 1 - La série stratigraphique du Keuper de Lorraine (d'après Maïaux, in Mégnien, 1980).

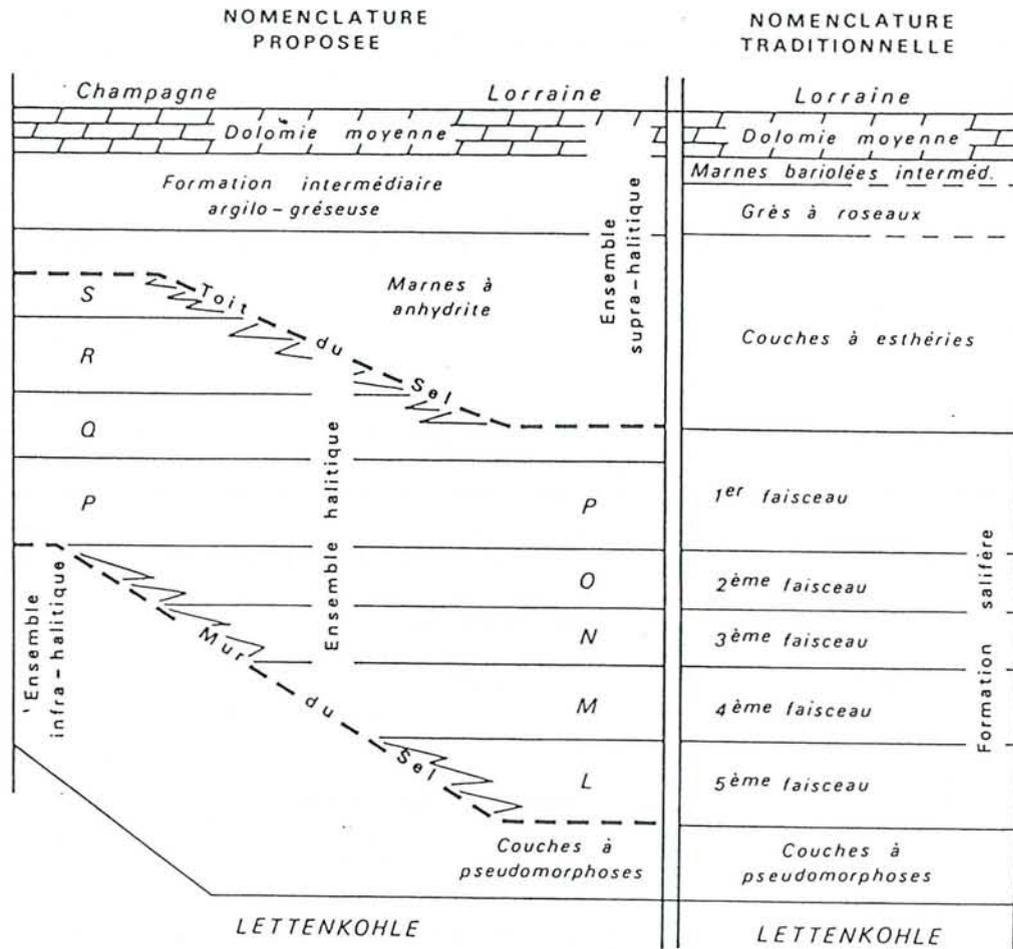


Fig. 2 - Découpages et nomenclatures en usage pour les Marnes irisées inférieures et moyennes du bassin de Lorraine-Champagne (d'après Cl. Marchal, 1983).

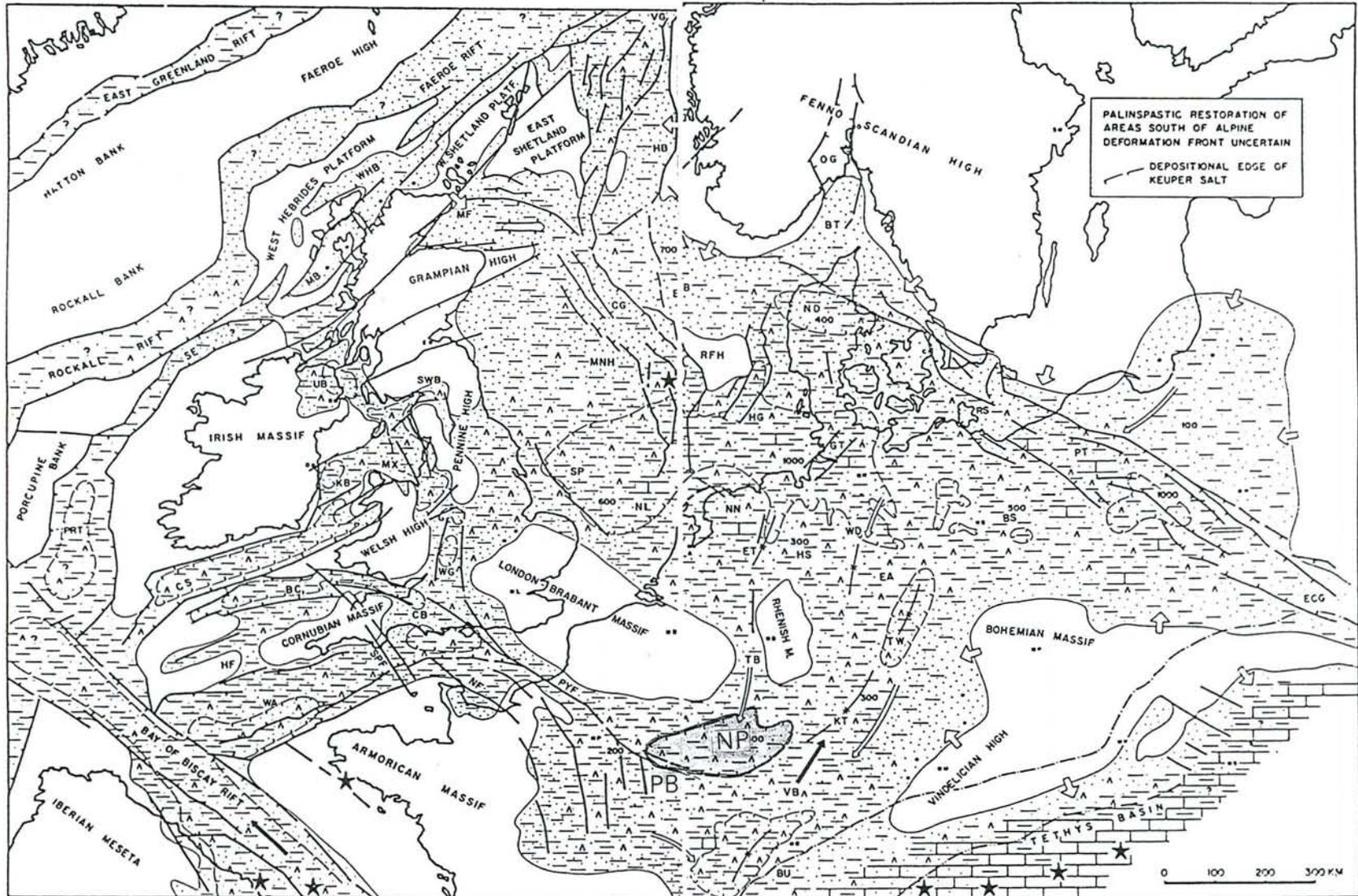


Fig. 3 - Paléogéographie de l'Europe occidentale et centrale au Keuper (d'après Ziegler, 1982 a).

- PB : Bassin de Paris. - NP : Bassin salifère de Lorraine - Champagne.

Toutefois, ce n'est que durant le Keuper, et plus précisément au cours des Marnes irisées inférieures, que le Bassin de Paris s'est bien individualisé en tant que tel. Auparavant, la Lorraine appartenait à un sous-bassin marginal dépendant du vaste domaine germanique (fig. 3). Cette évolution paléogéographique se traduit en particulier par le déplacement d'Est en Ouest (de la Lorraine vers la Champagne) de la sédimentation halitique et, en conséquence, par l'hétérochronie du gisement salifère (fig. 2).

Dès le Permien, la sédimentation a été influencée, à travers les taux de subsidence, par le jeu des accidents tardi-hercyniens du socle. Au Keuper, cinq éléments structuraux (fig. 4 et 5) sont à prendre en considération pour la Lorraine (Le Roux, 1971, 1980). Les termes, consacrés par l'usage, de "synclinal" ou d'"anticlinal" appliqués à trois d'entre eux n'impliquent pas l'intervention d'une phase compressive ou distensive, mais ne font que décrire l'architecture actuelle des formations sédimentaires (Le Roux, 1980),.

C'est le cas du "*synclinal*" du Luxembourg, limité par le bloc ardennais au Nord et la faille de Metz au Sud, et qui se prolonge jusqu'au Nord de Verdun. Il a fonctionné lors du dépôt salifère (Marchal, 1983) et prend toute son importance à partir des Marnes irisées supérieures (Dubois et Umbach, 1974).

L'"*anticlinal*" de Lorraine, est bordé, au Nord, par une série de failles dont la principale est celle de Metz et, au Sud, par une autre série de failles transversales généralement courbes. Dans le détail, cet anticlinal est formé par une succession d'axes qui se relaient en échelon.

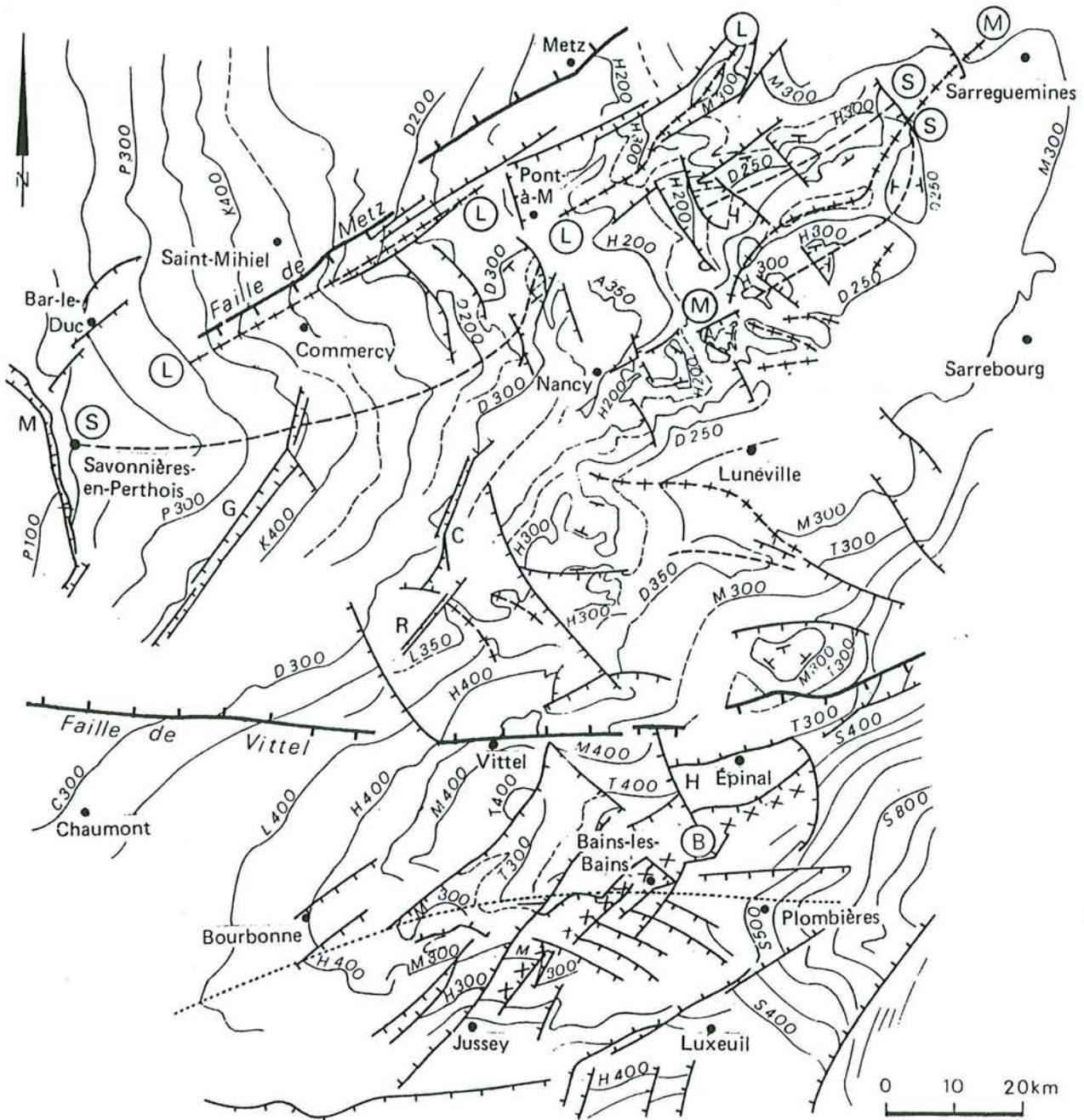
Au NE de Nancy, le "*synclinal*" de Sarreguemines est en fait formé par les synclinaux de Landroff et de Château-Salins séparés par la ride "anticlinale" de Morhange. Il est relayé dans la région de Nancy par le "synclinal" de Savonnières (à l'Ouest) qui se prolonge jusqu'au fossé de la Marne, et par le "synclinal" de Sarreguemines s.s. (à l'Est).

La faille de Vittel, partie du grand accident médio-parisien, s'étire en direction E-W. Elle limite vers le Sud l'extension du gisement halitique des Marnes irisées inférieures (fig. 4 et 5). Enfin, le seuil morvano-vosgien (ou éperon bourguignon), à la limite sud du Bassin parisien, assure la transition avec la Bresse et le Jura.

3 - LE KEUPER INFÉRIEUR ET MOYEN DANS LE BASSIN DE PARIS

Il n'est pas question de faire ici une étude exhaustive des connaissances acquises sur le Keuper inférieur et moyen mais seulement donner un aperçu sur les formations qui encadrent les Marnes à anhydrite, objet de ce mémoire. Cet exposé sera cependant plus détaillé pour la Formation salifère qui précède immédiatement les Marnes à anhydrite.

Dans le Bassin de Paris, les dépôts keupériens appartiennent à deux domaines de sédimentation, l'un argilo-sulfaté et halitique à l'Est, l'autre argilo-gréseux à l'Ouest. La faille de Saint-Martin-de-Bossenay sépare ces deux domaines (Dubois et Umbach, 1974 ; Courel *et al.*, 1980 ; Matray *et al.*, 1989 ; Bourquin, 1991).



Anticlinal de { L ——— L Lorraine
 M ——— M Morhange
 Synclinal de S - - - S Sarreguemines
 Ligne de crête - · - · - du seuil morvano-vosgien
 Horst d'Épinal H

Fossés tectoniques de { B — Bains-les-Bains ××××
 C — Colombey-les-Belles
 G — Gondrecourt-le-Château
 M — de la Marne
 R — Removille

NIVEAUX REPERES DES ISOHYPSES :

P : Kimmeridgien : toit du Kimmeridgien
 K : Kimmeridgien : toit des calcaires blancs ptérocériens
 C : Callovien : toit de la Dalle nacrée
 D : Dogger : toit du Bajocien
 A : Aalénien : toit du minerai de fer
 L : Domérien : toit des Grès médioliasiques

H : Hettangien - Sinémurien : toit du Calcaire à Gryphées
 D : Keuper moyen : toit de la Dolomie de Beaumont
 M : Muschelkalk : toit du Calcaire à Cératites - Calcaire à Térébratules
 T : Buntsandstein : toit des Grès à Voltzia ou des Grès coquilliers
 S : Toit du socle

Fig. 4 - Carte structurale de la région lorraine (d'après J. Le Roux, in Hilly et Haguenauer, 1979).

A - LE DOMAINE ORIENTAL

La Lettenkohle (= Keuper inférieur) fait la transition entre les milieux marins du Muschelkalk supérieur (Calcaires à entroques, à cératites et à térébratules) et les milieux évaporitiques des Marnes irisées inférieures. Elle est constituée par deux niveaux dolomitiques séparés par des dépôts détritiques argilo-gréseux à débris végétaux (Ricour, 1962 ; Meyer, 1973 ; Courel et al., 1980). Cette formation, à la limite Ladinien - Carnien, s'est déposée en milieu marin à caractère inter-tidal à supra-tidal pour les dolomies et en milieu deltaïque pour les argilites (Durand, in Mégnien, 1980).

Les Marnes irisées inférieures comprennent classiquement, de la base au sommet, les Couches à pseudomorphoses, la Formation salifère et les Couches à esthéries. Cette subdivision n'est plus applicable dans les zones où le sel ne s'est pas déposé, la limite entre les Couches à pseudomorphoses et les Couches à esthéries étant alors très incertaine. A l'aplomb du gisement salifère de Lorraine-Champagne, les Couches à pseudomorphoses, si l'on se conforme à leur définition, s'épaississent fortement de l'Est à l'Ouest du fait de l'hétérochronie du mur du Sel. Dans ces zones de surépaisseur en Champagne, seule la base correspond aux Couches à pseudomorphoses de Lorraine ; le reste est formé par les dépôts équivalents latéraux des unités inférieures de la série salifère. C'est pourquoi Cl. Marchal (1983) a préféré parler d'un Ensemble infra-halitique (fig. 2).

Pour les Couches à esthéries, c'est l'inverse qui se produit ; leur épaisseur se réduit par la base vers l'Ouest, le Sel se déposant plus longtemps en Champagne. Il faut aussi rappeler que la limite inférieure de cette formation correspond en principe à la disparition des faciès argileux bariolés qui se situent au toit du gisement salifère (Durand, in Mégnien, 1980). Dans ces conditions, les Couches à esthéries ne formeraient que le tiers supérieur de la série de près de 45 m qui existe, dans nos sondages, entre le dernier banc de sel et la base du Grès à roseaux. Cette raison s'ajoute à celle déjà invoquée (la présence de sulfates plus facile à repérer que celle d'esthéries) pour utiliser le terme de Marnes à anhydrite qui traduit bien la présence quasi constante de ce sulfate dans la série. Par ailleurs, la limite supérieure avec le Grès à roseaux n'étant pas toujours facile à fixer quand celui-ci est représenté par son faciès latéral marneux, Cl. Marchal (1983) a inclus dans son Ensemble supra-halitique toutes les Marnes irisées moyennes, le toit de la Dolomie de Beaumont étant un niveau repère bien défini (fig. 2).

L'Ensemble infra-halitique, tel qu'il affleure en Lorraine, est formé de marnes et d'argilites grises, vertes et rouges dont la stratification est soulignée par de minces niveaux indurés silto-dolomitiques présentant souvent des pseudomorphoses cubiques attribuées à d'anciens cristaux de halite diagénétique (d'où le nom de Couches à pseudomorphoses). Des lits anhydritiques parfois épais (1 à 2 m) sont présents. Sa puissance de 30 m en Lorraine fait plus que doubler en Champagne, avec des faciès assez analogues, éventuellement moins sulfatés ou plus riches en matériel terrigène silteux ou sableux (Marchal, 1983).

Depuis la monographie de P.L. Maubeuge (1950) sur la Formation salifère lorraine, de nombreuses recherches ont été entreprises et continuent à l'être sur les dépôts évaporitiques par les Laboratoires de Géologie sédimentaire de l'Université de Nancy. En résumé, voici les principaux résultats.

- La géométrie d'ensemble et la structure interne du gisement ont été étudiées à partir des diagraphies des sondages de l'Est du Bassin parisien (Marchal, 1983).

- Le gisement s'étend sur plus de 200 km d'Est en Ouest, avec une largeur maximale d'une centaine de km, dans la partie centrale du bassin de sédimentation

keupérien. Plus précisément (fig. 5), la sédimentation halitique s'est localisée dans les zones plus subsidentes des "synclinaux" du Luxembourg, de Savonnières et de Sarreguemines, tandis que le sel est absent sur les "anticlinaux" de Lorraine et de Morhange. La faille de Vittel a aussi joué à cette époque et limite le gisement au Sud.

- Celui-ci s'enfonce progressivement depuis la zone d'exploitation à 10-20 km à l'Est de Nancy jusqu'à sa terminaison occidentale sous la Champagne (de ~ 100 m à plus de 2.000 m).

- Il résulte de l'empilement sur une épaisseur maximale de 160 m d'unités puissantes de 25 à 30 m en moyenne. Chacune est caractérisée par un profil diagraphique type traduisant une association particulière des niveaux halitiques et des intercalations argilo-sulfatés associées.

- Huit unités, notées L à S (de bas en haut) constituent le gisement (fig. 2). Les unes sont riches en sel ; les autres, dites stériles, sont au contraire formées en majorité, voire en totalité, d'argilites et de sulfates.

- En Lorraine, seules les unités L à Q sont représentées tandis qu'en Champagne, ce sont les unités P à S. C'est dire que le sel apparaît et disparaît plus tôt à l'Est qu'à l'Ouest et que le mur et le toit du gisement sont des surfaces fortement diachrones (fig. 2 et 6).

- La même succession d'unités a été retrouvée dans d'autres bassins halitiques du domaine germanique : en Bresse et dans le Jura, où le sel apparaît plus tôt qu'en Lorraine (unités supplémentaires J et K) ; en Mer du Nord méridionale, où au contraire la sédimentation halitique peut se poursuivre plus longtemps qu'en Champagne (unité supplémentaire T) (Marchal, 1986).

Le gisement a été daté du Carnien inférieur par la palynologie (Geisler et al., 1978). Les teneurs de la halite en brome confirment son origine marine (Geisler-Cussey, 1986).

Les données sédimentologiques accessibles dans la série lorraine apportent par ailleurs des renseignements importants sur les modalités de la sédimentation et le fonctionnement du bassin :

- Dans la plus grande partie du gisement, les dépôts halitiques sont finement rythmés. Les séquences élémentaires de dépôt, d'ordre centimétrique à décimétrique, montrent, quand elles sont complètes, la succession : - argilite - anhydrite - sel sombre - sel clair (Geisler-Cussey, 1986). Chaque séquence pourrait correspondre à un dépôt saisonnier.

- A tous les niveaux, des indices d'émersion sont manifestes : structures en tepees, réseaux mégapolygonaux de fissures larges et profondes, surfaces d'érosion, marmorisation dans certaines intercalations argileuse (Buffet et al., 1991).

- Tout porte à penser que la durée des émerisions est bien supérieure à celle des inondations. Ce qui vaut pour tout le bassin de sédimentation, au delà de la limite de dépôt du sel, puisque les saumures mères en occupent les parties basses.

- La série halitique est donc extrêmement discontinue, et ces discontinuités doivent se retrouver dans les dépôts marginaux argilo-sulfatés.

A la base de l'Ensemble supra-halitique, les Marnes à anhydrite sont formées d'argilites et de marnes de teintes variées, noires, grises, vertes, rouges et bariolées, associées à des niveaux anhydritiques et, vers le haut, à quelques intercalations dolomitiques. Dans la zone d'exploitation du sel, les diagraphies permettent des corrélations très précises à l'échelle métrique et les carottes de sondage montrent, vers la base, des niveaux d'anhydrite décimétriques dont l'un (le "gypse corail" des sondeurs) est un bon niveau repère (Hilly et Marchal, Rapport inédit, 1991).

Le Grès à roseaux est une formation deltaïque qui interrompt temporairement le régime évaporitique dans le bassin. Il apparaît en Lorraine sous deux faciès : de grès fins riches en débris végétaux ou d'argilites micacées. Le premier forme des corps sableux anastomosés entre lesquels se déposent les vases du second (dit "faciès latéral") (Palain, 1966). Le contact avec les Marnes à anhydrite peut correspondre à une surface d'érosion.

La base des Argiles bariolées intermédiaires qui surmontent le Grès à roseaux peut être difficile à préciser, lorsque celui-ci est représenté par son faciès latéral. C'est pourquoi Cl. Marchal (1983) les a regroupés sous le nom de Formation intermédiaire argilo-gréseuse (fig. 2).

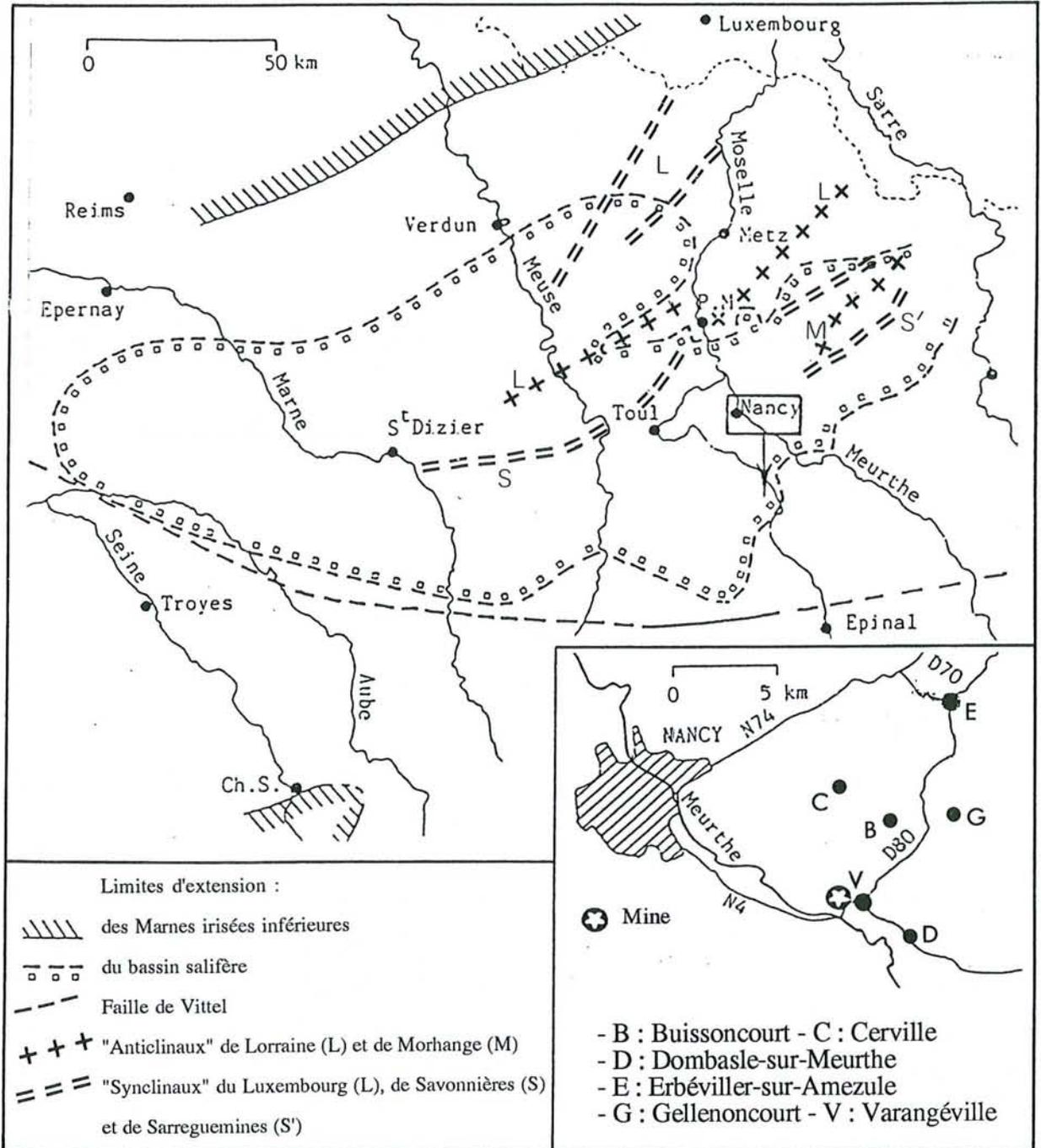


Fig. 5 - Extension du gisement salifère keupérien de Lorraine-Champagne (d'après Marchal, 1983). En cartouche, localisation des sondages étudiés.

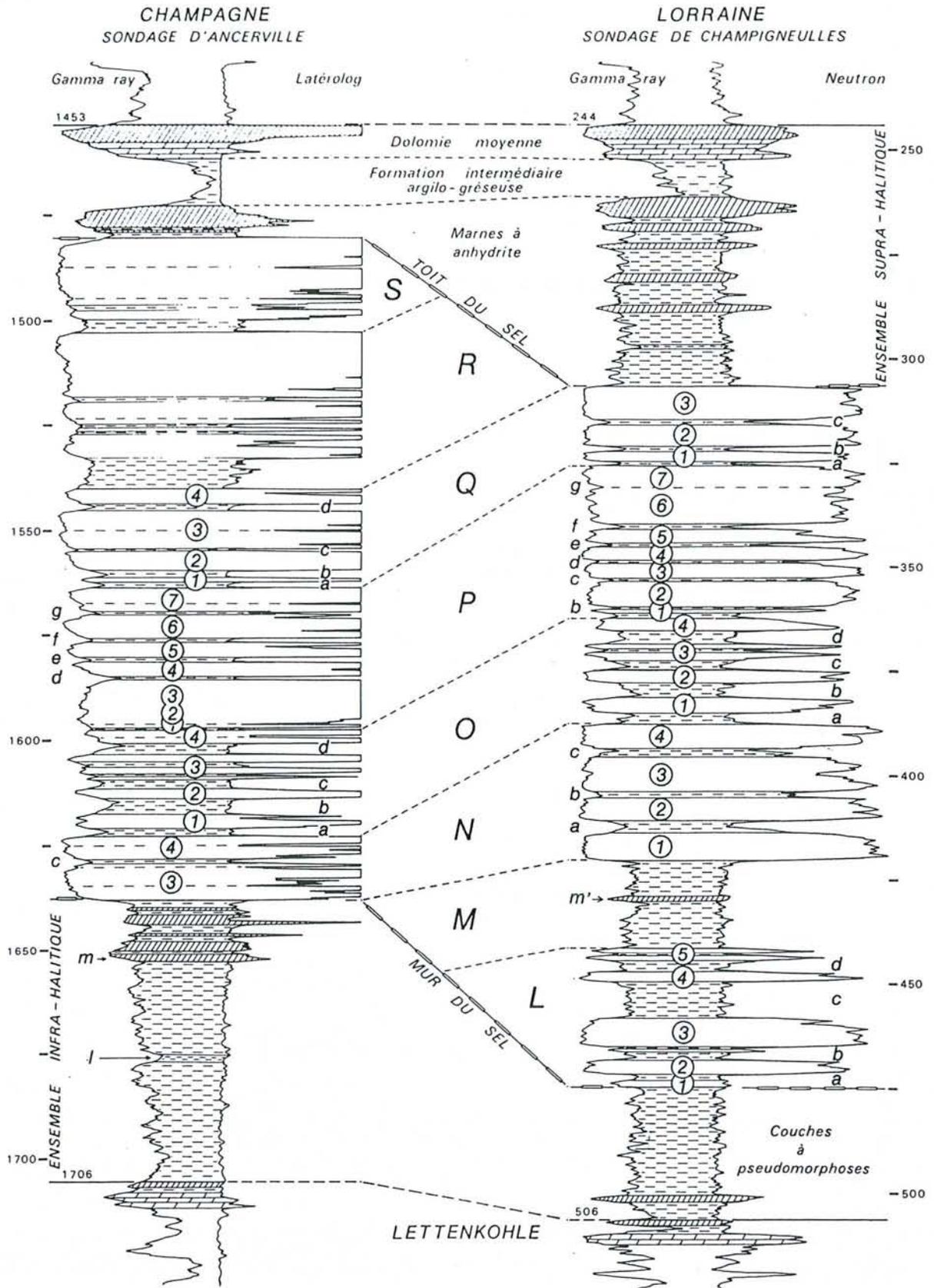


Fig. 6 - Coupes des sondages de référence dans le gisement salifère keupérien dans les domaines champenois et lorrain (d'après Marchal, 1983).

L'Ensemble supra-halitique (et les Marnes irisées moyennes) s'achève avec le niveau repère de la Dolomie de Beaumont qui s'étend sur toute la partie orientale du Bassin de Paris. C'est une dolomicrite à mouches sulfatées, qui est surmontée par un "chapeau" anhydritique de quelques mètres d'épaisseur.

Les Argiles de Chanville constituent la première formation des Marnes irisées supérieures. Elles sont caractérisées par leur teinte rouge vif très dominante. Des bancs sulfatés (gypse et anhydrite) épais s'y intercalent, principalement vers la base.

B - LE DOMAINE OCCIDENTAL

A l'Ouest de la faille de Saint-Martin-de-Bossenay, les dépôts keupériens sont représentés par deux mégaséquences gréseuses séparées par un épisode argileux (Dubois et Umbach, 1974 ; Courel et al., 1980).

Dans la partie ouest et centre-ouest du bassin, le corps gréseux inférieur, dit Grès de Dannemarie, est composé de grès conglomératiques provenant de la bordure armoricaine. C'est une série d'accumulation de piedmont à la base qui évolue vers une série fluviatile rythmée. Elle est considérée comme l'équivalent de la Lettenkohle (Courel et al., 1980 ; Matray et al., 1989 ; Bourquin, 1991).

Les Argiles intermédiaires (8 à 10 m d'épaisseur) résultant d'une épisode argilo-dolomitico-gréseux ont été corrélées avec la Dolomie de Beaumont (Courel et al., 1980).

Le corps gréseux supérieur, dit Grès de Chaunoy, présente aussi un caractère fluviatile rythmé et passe latéralement, vers l'Est, à des faciès argilo-anhydritiques. Il serait l'équivalent des Marnes irisées supérieures du domaine oriental (Matray et al., 1989 ; Bourquin, 1991).

A l'extrémité occidentale du Bassin de Paris, en bordure du Massif armoricain, seuls les faciès gréseux sont présents et aucune subdivision ne semble pouvoir être possible dans ces dépôts détritiques.

CHAPITRE III

DONNÉES DISPONIBLES. ÉCHANTILLONNAGE. MÉTHODES UTILISÉES

1 - DONNÉES DISPONIBLES

A - LES CAROTTES DE SONDAGES

Les affleurements de Marnes à anhydrite sont pratiquement inexistantes en Lorraine et s'ils existent, ils sont incomplets, altérés par suite des transformations et des dissolutions des sulfates et donc impropres à une étude pétrographique et sédimentologique précise. C'est donc par les sondages que l'on peut espérer avoir accès dans de bonnes conditions à cette formation.

Mais elle n'est en fait que rarement carottée, compte-tenu de son faible intérêt économique, en particulier pour les pétroliers. Aussi les coupes qui en sont données, à partir des cuttings, sont-elles très sommaires. Heureusement, il n'en est pas de même pour les exploitants du gisement salifère qui ont besoin de situer avec précision le toit du sel. Il est ainsi possible d'obtenir des carottages en continu, mais qui se limitent généralement à la partie inférieure des Marnes à anhydrite. C'est le cas pour le sondage SG 26 de Genneloncourt (Compagnie des Salins du Midi et des Salines de l'Est) et pour un certain nombre de forages de Lenoncourt (Soudières de la Madeleine - Rhône-Poulenc). En revanche, un sondage de reconnaissance entièrement carotté (CB 1) a été effectué par Solvay France sur la concession de Cerville-Buissoncourt. Ces trois localités sont situées à une quinzaine de kilomètres de Nancy et sont proches de la mine de sel de Varangéville. Ces Sociétés salinières ont bien voulu mettre ces carottes à la disposition du Laboratoire.

B - LES DIAGRAPHIES

Des diagraphies (γ Ray, Latérolog) ont généralement été effectuées sur les sondages récents, carottés ou non. La confrontation des enregistrements avec les carottes correspondantes, lorsqu'elles existent, en permet une interprétation pétrographique précise, ce qui valorise les corrélations éventuelles avec les diagraphies des forages non carottés.

2 - L'ÉCHANTILLONNAGE

Les roches constituant les Marnes à anhydrite appartiennent à deux catégories principales. Les unes sont dures et riches en anhydrite, les autres moins résistantes avec une phase argileuse majoritaire. Les premiers prélèvements ont été effectués

pour obtenir une série d'échantillons représentative des différents faciès de ces deux catégories.

Par la suite, des prélèvements complémentaires plus serrés ont été faits, pour suivre par exemple de plus près des évolutions de texture (anhydrite) ou des modifications minéralogiques (cortèges de minéraux argileux) à caractère répétitif pouvant exister sur de faibles épaisseurs.

En d'autres termes, l'échantillonnage n'a pas été fait de façon aléatoire (tous les mètres, par exemple), mais toujours après des examens préliminaires et pour des objectifs bien déterminés.

3 - MÉTHODES UTILISÉES

Les échantillons ont été étudiés par les méthodes habituelles : lames minces, rayons X, analyses chimiques Mais certaines difficultés sont apparues, liées à la composition minéralogique des roches d'une part, aux objectifs recherchés d'autre part.

A - LES ANALYSES DIFFRACTOMÉTRIQUES

a) - Séparation et traitement de la phase argileuse

Les analyses des roches totales sur agrégats non orientés pour identification des différents constituants n'ont pas posé de problèmes. Mais l'obtention de bons diffractogrammes pour étudier plus particulièrement la phase argileuse a nécessité d'éliminer préalablement les deux autres phases, carbonatée (dolomite et magnésite) et sulfatée (anhydrite).

La phase sulfatée peut être dissoute par lavage à l'eau, ce qui est quand même long quand elle est abondante. Une attaque ménagée à HCl est normalement suffisante pour faire disparaître la dolomite sans altérer les minéraux argileux. En revanche, la magnésite résiste partiellement à ce traitement, comme d'ailleurs à l'action des résines cationiques H^+ qui fixent bien sur elles la totalité de la dolomite et des sulfates (Montanari *et al.*, 1979). La magnésite étant présente en quantités souvent notables dans beaucoup d'échantillons, ces méthodes ont dû être abandonnées.

En revanche, le traitement avec une solution tampon de EDTA (Ethylenediaminetetraacetic acid disodium salt) (Bodine et Fenald, 1973), qui doit éliminer carbonates, sulfates et phosphates, s'est avéré valable. La comparaison des deux diffractogrammes d'une argilite anhydritique riche en magnésite obtenus sur roche brute et après traitement a montré l'élimination totale des sulfates et de tous les carbonates ainsi que l'absence d'agression sur les argiles.

Les diagrammes de rayons X ont été réalisés sur des lames de pâte orientée (par "tartilage"). Cette pratique a été préférée à celle du "pipetage" qui ne retient que la fraction fine de la phase argileuse.

b) - Estimation semi-quantitative des différents minéraux du cortège argileux

Il est possible, si l'on travaille toujours dans les mêmes conditions, d'évaluer semi-quantitativement la proportion relative des divers composants d'un cortège argileux. La littérature propose plusieurs méthodes pour exploiter à cette fin les diffractogrammes. Elles se fondent sur la mesure soit de la hauteur du pic de diffraction principal de chaque composant, soit sur la superficie de ce pic. Cette dernière technique est plus appropriée à notre cas, car les pics des smectites et des interstratifiés irréguliers sont plutôt en forme de bosses ou de bandes de diffraction. La méthode de Mann et Fischer (1982), qui préconise d'assimiler la surface de chaque pic à un triangle, a été retenue. Les valeurs obtenues donnent une simple "fréquence de composition" comptée sur une base de 100 %. Elles sont suffisantes pour mettre en évidence les variations de composition du cortège argileux d'un échantillon à l'autre.

B- LES ANALYSES CHIMIQUES

Les dépôts argilo-évaporitiques des Marnes à anhydrite, ainsi que ceux des formations adjacentes (série halitique en dessous, Marnes irisées moyennes au dessus) qui seront aussi parfois examinés dans ce travail, sont formés en proportions variables de minéraux évaporitiques (sulfates et chlorures), de carbonates (dolomite, magnésite, éventuellement calcite) et de particules détritiques silico-alumineuses (minéraux argileux, quartz ...).

Ces assemblages ont souvent un caractère aléatoire, car, ainsi qu'on le verra, leurs composants résultent de phénomènes variés (décantation, précipitation chimique, recristallisation, diagénèses, etc ...) qui ne sont pas tous contemporains et peuvent se développer dans des environnements différents. Dans ces conditions, les analyses de roche totale (faites par Fluorescence X) n'ont, en elles-mêmes, pas grand intérêt, sauf si elles servent, en association avec d'autres dosages, à établir les pourcentages respectifs des différents composants.

Deux ions, le calcium et le magnésium, posent des problèmes, le premier intervenant dans les sulfates et les carbonates, le second dans les carbonates et les minéraux argileux. La possibilité de la présence d'ions Ca^{++} en position interfoliaire dans les smectites a été envisagée. Certaines d'entre elles renferment en effet jusqu'à plus de 3 % de CaO . Ce pourcentage devient négligeable quand il est rapporté à la roche totale. Il est aussi vraisemblable que, compte-tenu du chimisme du milieu, les ions interfoliaires soient plutôt des ions Na^+ .

Les protocoles suivants, adaptés à nos besoins, ont été mis au point au Laboratoire.

Les teneurs en sulfates sont obtenues facilement par le dosage de SO_3 sur la roche totale, lorsqu'ils sont uniquement représentés par l'anhydrite ou le gypse, ce qui est toujours le cas pour les Marnes à anhydrite, ainsi que le montrent les diffractogrammes X de roche totale. Le problème se complique quand il y a des polysulfates (polyhalite, glaubérite) comme dans certains niveaux de la série salifère. Le SO_3 est combiné avec le CaO donné par l'analyse de la roche totale.

Le dosage des carbonates magnésiens, qui sont pratiquement seuls présents dans le sel et les Marnes à anhydrite, nécessite celui du CO_2 total, du CO_2 organique et, par différence, celui du CO_2 minéral, sur la roche totale. Ce dernier

est combiné avec le CaO restant après le calcul des sulfates, et avec le MgO correspondant pour former de la dolomite. S'il y a un excès de CO_2 , il est combiné avec du MgO et donne la teneur en magnésite. Les résultats de ces calculs normatifs s'accordent de façon satisfaisante avec les informations qualitatives et semi-quantitatives fournies par les diagrammes RX sur roche totale. Naturellement, cette méthode n'est plus valable lorsque les carbonates correspondent à un mélange calcite - dolomite.

Après ces opérations, on dispose pour la phase dite "détritique" des teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O et MgO (restant après le calcul des carbonates). On doit se rappeler que SiO_2 % représente en même temps la silice des argiles et le quartz détritique (et, éventuellement, mais en très petite quantité, des minéraux siliceux néoformés). Il peut y avoir aussi, mais toujours en faible proportion selon les diagrammes RX, des feldpaths détritiques ou authigènes, qui interviennent dans les valeurs retenues pour SiO_2 , Al_2O_3 et K_2O . On peut cependant considérer que les pourcentages ainsi obtenus pour Al_2O_3 , K_2O et MgO sont bien représentatifs du chimisme des minéraux argileux.

Notons que les analyses des échantillons traités à l'EDTA ne sont pas valables, certains ions étrangers à la roche, en particulier le sodium, étant apportés lors du traitement et n'ayant pas pu être éliminés par des lavages répétés.

CHAPITRE IV

MINÉRALOGIE ET PÉTROGRAPHIE DES MARNES À ANHYDRITE

Cette étude repose d'abord sur l'observation macroscopique de carottes de divers sondages rapprochés dans la zone d'exploitation du sel, à une quinzaine de kilomètres à l'ESE de Nancy (fig. 5) : CB 1 et 4 à Cerville-Buissoncourt, SG 26 à Genneloncourt. L'examen de lames minces faites sur CB 1, dans une moindre mesure sur SG 26, ainsi que les résultats d'analyses chimiques ou aux rayons X complètent les données macroscopiques.

1 - LES CONSTITUANTS MINÉRALOGIQUES

Comme leur nom l'indique, la composition minéralogique des Marnes à anhydrite comporte essentiellement des minéraux argileux et de l'anhydrite, ainsi que des carbonates.

A - LES MINÉRAUX ARGILEUX

Pour des raisons exposées plus loin, il a paru nécessaire de s'intéresser aussi aux minéraux argileux de la série salifère sous-jacente et des formations surincombantes des Marnes irisées moyennes et même de la base des Marnes irisées supérieures (Argiles de Chanville).

Pour l'ensemble de ces formations, le traitement aux Rayons X de leur phase argileuse a montré sa diversité minéralogique ; - minéraux hérités : illites, chlorites ; - transformés : smectites, interstratifiés irréguliers illite-smectite et illite-chlorite, corrensite ; - ou néoformés : stévensite et attapulgite. Beaucoup d'entre eux présentant un chimisme magnésien marqué.

Dans le chapitre spécial consacré aux argilites, les caractéristiques de chaque famille de minéraux argileux et leurs associations-types seront examinées en détail (Ch. VI).

B - L'ANHYDRITE

L'anhydrite est le seul sulfate représenté dans les Marnes à anhydrite. D'après les lames minces, elle se présente sous deux habitus cristallins principaux, granulaires ou prismatiques, auxquels il faut en ajouter un autre, porphyroblastique, beaucoup moins fréquent.

- Habitus granulaires (Pl. I-1 à 3). Les cristaux sont plus ou moins équidimensionnels : leur taille est variable. Une limite à 60 μ est généralement admise pour distinguer les textures microgranulaires et granulaires (Maiklem et al., 1969 ; Orti Cabo et Rosell Ortiz, 1981). Ces cristaux, xénomorphes à subautomorphes, s'emboîtent et forment des masses anhydritiques généralement pures.

- Habitus prismatiques (Pl. I-3 et 4). L'anhydrite se présente en lattes mesurant en général quelques centaines de microns pour une épaisseur de quelques dizaines de microns, mais ce n'est là qu'une moyenne ; leur taille peut être nettement plus grande ou, au contraire, plus petite. Par exemple, des lattes microprismatiques (< 60 μ) donnent des textures feutrées (Pl. I-1). Les rapports entre leurs trois dimensions sont aussi variables, ce qui donne à l'extrême deux types de morphologie : soit des prismes trapus, à section carrée ou rectangulaire peu allongée et relativement courts (Pl. I-5), soit des prismes très plats et allongés, en forme de fines tablettes (Pl. I-4). L'orientation des lattes est diverse ; désordonnée, alignée plane ou plissée, en éventail....

- Habitus porphyroblastique (Pl. I-5). Les cristaux automorphes à subautomorphes, de section carrée à rectangulaire, sont de taille nettement supérieure à celle des autres anhydrites de la même roche (100 μ à plusieurs mm).

Ainsi que le montre les microphotographies de la Planche I, ces différents habitus de l'anhydrite peuvent être présents dans une seule lame mince, voire coexister dans un même microlite.

C - LES CARBONATES

Leur présence justifie le terme "Marnes" attribué à cette formation, encore que la calcite n'y soit pas présente. En effet, les diffractogrammes X de roche totale n'ont permis d'identifier que la dolomite et la magnésite, seules ou associées. Bien que leurs pourcentages cumulés puissent être importants, ces minéraux échappent à l'examen macroscopique et même microscopique, vraisemblablement parce qu'ils sont intimement liés à la phase argileuse et de très fine granulométrie.

D - AUTRES MINÉRAUX

Le quartz se trouve à peu près à tous les niveaux de la formation. Son origine est double, détritique ou diagénétique. Dans le premier cas, il forme la fraction silteuse ou finement sableuse présente dans certaines argilites. Dans le second, il est le produit de silicifications affectant des dépôts préexistants, argileux ou sulfatés. Il se présente alors soit en microcristaux groupés en taches ou en lits discontinus, soit en mégaquartz poecilites xénomorphes ou subautomorphes (Pl. VI-4). La silice de néoformation peut aussi être une calcédoine (Pl. IV-4).

Signalons aussi les feldspaths, certes en faible pourcentage. Ils accompagnent le quartz détritique et donnent des petits pics sur les diffractogrammes d'argilites. Il n'est pas interdit de penser que certains soient néoformés.

2 - LA PHASE SULFATÉE DANS LES FACIÈS ANHYDRITIQUES

Si l'on fait abstraction des carbonates, les argiles d'une part et l'anhydrite d'autre part sont les composants principaux des roches des Marnes à anhydrite, leur proportion relative pouvant varier de ~ 0 % à ~ 100 %. De ces deux composants, la phase sulfatée, qu'elle soit peu importante ou prédominante, est de loin la plus changeante dans ses aspects dont il convient de présenter un inventaire avant l'étude des faciès-types.

L'une des raisons de cette variété d'aspect tient aux conditions dans lesquelles l'anhydrite (ou un gypse précurseur) a pris naissance. Il peut en effet s'agir soit d'une précipitation chimique à partir d'un corps d'eau sursaturé vis-à-vis du sulfate, soit de développements diagénétiques au sein d'un sédiment préexistant. Les modalités variées de ces phénomènes diagénétiques, plus ou moins précoces et intenses, dans des environnements changeants, contribuent aussi à modifier l'allure que montre sur les carottes la phase anhydritique.

A - LES "LAMINES" ANHYDRITIQUES

Ce sont de minces niveaux, épais de quelques millimètres à 2 centimètres, parallèles à la stratification générale du dépôt. Ils sont qualifiés, peut-être abusivement, de "lamines" par les auteurs, car ces "lamines" sont assez irrégulières, souvent discontinues, déformées et d'épaisseur variable, passant à des alignements de lentilles aplaties (Pl. III-1). En cela, elles diffèrent des véritables lamines extrêmement régulières du gypse Balatino (Ogniben, 1955 ; Rouchy, 1976) ou de la Formation Castile du Permien du Sud des États-Unis (Anderson *et al.*, 1972).

Au microscope, nos "lamines" apparaissent formées par de l'anhydrite microgranulaire très pure (Pl. III-2). Leur association étroite avec de minces feuillets argileux, présentant souvent une véritable structure laminée évoquant des tapis algaires, laisse à penser qu'elles résultent, en dépit de leurs irrégularités, d'une précipitation chimique à partir de saumures libres saturées vis-à-vis du sulfate de calcium.

B - LES NODULES ANHYDRITIQUES

C'est sous cet aspect que l'anhydrite apparaît le plus souvent (Pl. IV à VII). Mais le qualificatif de "nodulaire" recouvre en fait une grande diversité morphologique. La taille des nodules varie du millimètre (mouchetures) à plusieurs centimètres. Leur limite avec la matrice argileuse dans laquelle ils se sont développés, en la déformant généralement, est tantôt très brutale, tantôt progressive ou même très floue. Leur forme est régulière (sphérique, ovoïdale, en lentilles aplaties) ou au contraire quelconque, en taches et en nuages aux contours imprécis. Quand ils sont purs, leur teinte est blanche ou blanchâtre. Des impuretés argileuses leur donne une couleur grisâtre ou orangée.

Le rapport nodules / matrice peut prendre toutes les valeurs. Quand les nodules sont peu nombreux, ils sont isolés ou regroupés à quelques uns, et flottent dans la matrice. Si leur nombre augmente, ils se rapprochent et ne sont séparés que

PLANCHE I

HABITUS CRISTALLINS DE L'ANHYDRITE

1 - Aspect microscopique de l'anhydrite feutrée et granulaire.

La roche est une anhydrite nodulaire massive, dans laquelle certains nodules (les seuls bien visibles) ont gardé totalement ou partiellement (nodule du haut, à droite, notamment) une texture microprismatique feutrée. Le reste de la roche est formé d'anhydrite granulaire.

- Sondage CB 1 (210,01 m). Lumière polarisée, x 10.

2 - Aspect microscopique de l'anhydrite granulaire.

Les reliques (en gris et noir) de la matière argileuse limitent partiellement les nodules, en anhydrite granulaire, de la roche.

- Sondage SG 26 (211,44 m). Lumière polarisée, x 16.

3 - Aspect microscopique de l'anhydrite microgranulaire et prismatique.

L'anhydrite microgranulaire forme les nodules. Les cristaux d'anhydrite prismatique (en lattes) se développent dans la matrice argileuse et sont orientés suivant la stratification plus ou moins déformée par les nodules. Les lattes se substituent à l'anhydrite microgranulaire à la périphérie des nodules (nodule du bas).

- Sondage CB 1 (184,65 m). Lumière polarisée, x 35.

4 - Aspect microscopique de l'anhydrite à texture "gneissique".

L'anhydrite en lattes très aplaties forme des ondulations qui sont liées à une structure nodulaire préexistante. C'est l'aboutissement des substitutions marginales observées dans l'exemple précédent.

- Sondage CB 1 (201,17 m). Lumière polarisée, x 25.

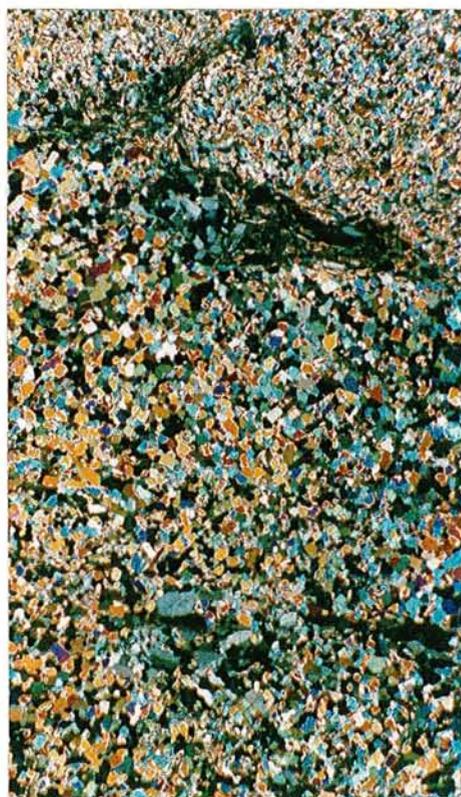
5 - Aspect microscopique de l'anhydrite porphyroblastique.

Développement d'un grand cristal automorphe d'anhydrite dans la matrice argileuse, où existent aussi des cristaux prismatiques nettement plus petits. Ceux-ci remplacent plus ou moins l'anhydrite granulaire des nodules (sous le porphyroblaste).

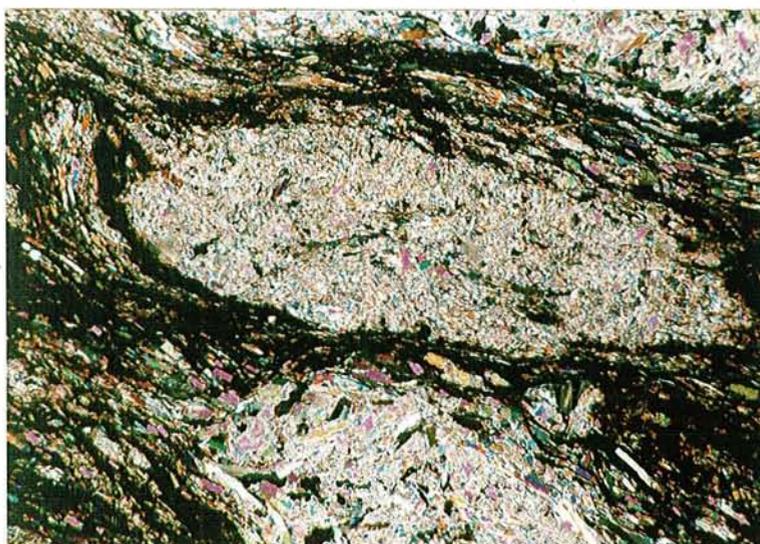
- Sondage CB 1 (190,50 m). Lumière polarisée, x 64.



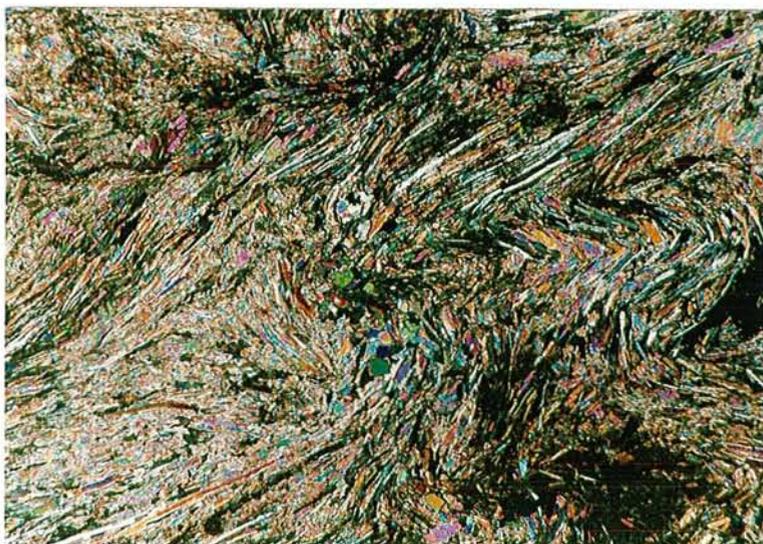
1



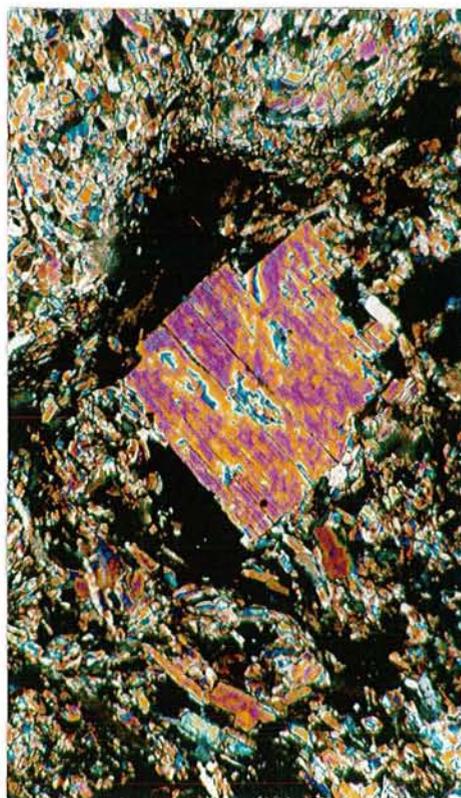
2



3



4



5

PLANCHE II

ANHYDRITE DE REMPLISSAGE DES FISSURES

1 - Large fissure à remplissage anhydritique orangé dans un niveau anhydritique.

La roche encaissante est une anhydrite à texture granulaire renfermant des morceaux d'argilites brun rouge ou grises. Le remplissage de la fissure, large de plusieurs centimètres, part de la base de la carotte et monte vers la droite. Il semble recoupé, en dessous de l'échelle centimétrique, par une cassure jalonnée d'argile (cf. fig. 2).

- Sondage CB 1, surface sciée polie (209,92 - 210,10 m). (Echelle centimétrique).

2 - Aspect microscopique de l'anhydrite fissurale dans l'échantillon précédent.

Remplissage fissural de grands cristaux d'anhydrite allongés parallèlement à la cassure qui le sépare de l'anhydrite encaissante, à texture granulaire. Fragments argileux le long de la cassure et dans l'anhydrite.

- Sondage CB 1 (210,01 m). Lumière polarisée, x 4,5.

3 - Aspect microscopique d'un réseau de fissures à remplissage anhydritique.

La roche encaissante (argilite anhydritique) est parcourue par un réseau de fissures irrégulières anastomosées, qui lui donne une structure pseudo-bréchique. L'anhydrite (blanchâtre sur l'échantillon) est assez largement cristallisée, avec une texture granulaire. Les cristaux à tendance automorphe sont souvent légèrement allongés et se disposent alors perpendiculairement aux épontes.

- Sondage CB 1 (218,70 m). Lumière polarisée, x 13.

4 - Aspect microscopique de fissures à remplissage anhydritique.

Les fissures à bords francs recoupent un lit d'argilite à nodules anhydritiques. L'anhydrite de remplissage, légèrement rosée sur l'échantillon, présente la même texture que dans la photographie précédente, avec cependant un allongement plus net des cristaux qui s'orientent parallèlement entre eux et obliquement par rapport aux épontes. Ces fissures se bloquent sur le lit anhydritique supérieur.

- Sondage SG 26 (210,11 m). Lumière polarisée, x 3,5. (Cliché M. Haïmoud).

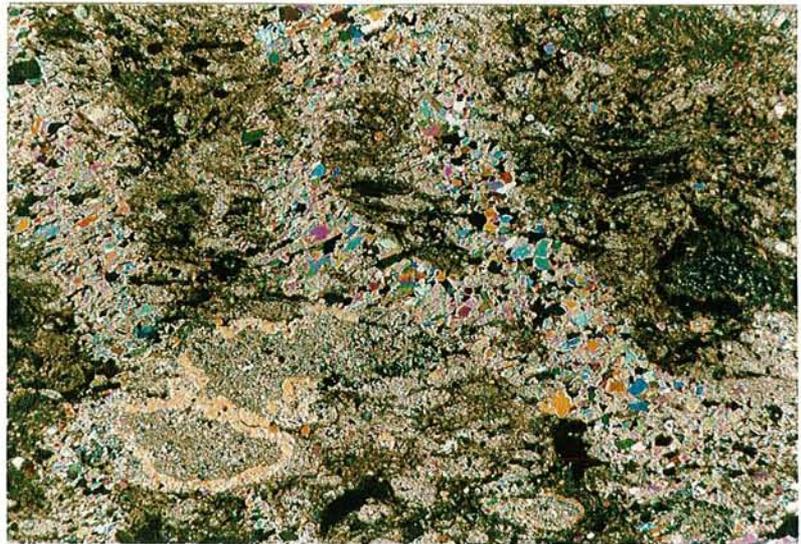
5 - Aspect microscopique de fissures à remplissage anhydritique.

Dans cet échantillon, l'allongement des cristaux d'anhydrite fissurale et leur empilement régulier est plus marqué que dans les deux cas précédents. De plus, la fissure est diffractée vers la gauche au contact du niveau anhydritique inférieur et se ramifie dans celui-ci, avant de réapparaître, plus mince, dans les argilites du bas.

- Sondage SG 26 (212,03 m). Lumière polarisée, x 8.



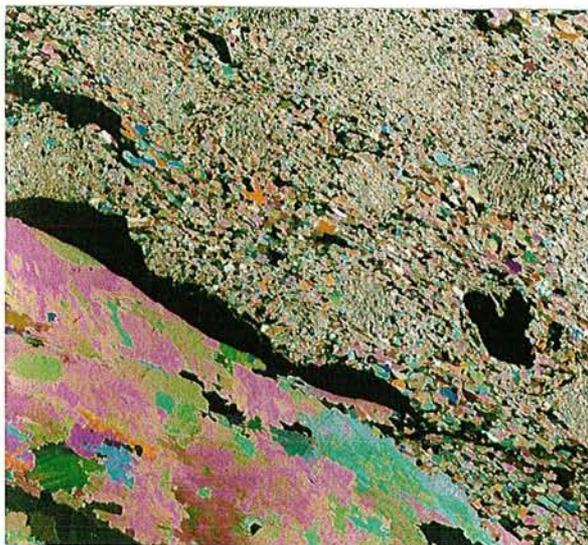
1



3



4



2



5

par de minces lits très déformés de la matrice. A l'extrême, ils deviennent coalescents, donnant des pseudo-lits anhydritiques ou même des anhydrites à l'allure massive.

C- L'ANHYDRITE "D'IMPRÉGNATION"

Sous ce nom, nous désignons une phase anhydritique dispersée en plus ou moins grande quantité dans les argilites et constituée par des petits cristaux prismatiques difficilement décelables à l'examen macroscopique. Seule la densité relativement élevée de la roche laisse soupçonner un certain pourcentage d'anhydrite, qui peut s'élever jusqu'à 40 % ou plus, dans des échantillons qui se présentent avec l'aspect d'une argilite indurée.

D- L'ANHYDRITE DE REMPLISSAGE DES FISSURES

Il est extrêmement fréquent d'observer dans les carottes des fissures dont le remplissage, d'épaisseur millimétrique à pluricentimétrique, est anhydritique. Ces fissures et leur remplissage diffèrent par leur aspect, leur importance et vraisemblablement par leur âge relatif, malaisé à établir. A titre d'exemple, citons les réseaux de fines fissures irrégulières anastomosées qui recoupent les niveaux argileux (Pl. II-3) ; les fissures à épontes bien nettes, obliques ou perpendiculaires à la stratification (Pl. II-4 et 5), parfois parallèles à celle-ci ; les fissures à remplissage anhydritique blanchâtre ou orangé, fait de cristaux prismatiques courts ou allongés et alors orientés de façon plus ou moins nette parallèlement entre eux et obliquement par rapport aux épontes (Pl. II-3 à 5) ; les fissures très ouvertes, larges de plusieurs centimètres, à remplissage orangé d'aspect fibreux (Pl. II-1 et 2).

Une étude plus précise serait à faire pour établir une chronologie de ces fissures, en tenant compte, entre autres, du milieu dans lequel elles ont pris naissance (émergé, sous-aquatique, superficiel, enfoui, ...) ainsi que de leur géométrie en fonction de la nature lithologique des niveaux qu'elles affectent (argileux ou anhydritiques) (Pl. II-4 et 5). Il semble que beaucoup d'entre elles se soient formées de façon très précoce.

3 - LES FACIÈS-TYPES

Une des caractéristiques de cette série argilo-anhydritique est sa très grande variabilité, des faciès très différents se succédant parfois sur quelques centimètres. Il est fréquent qu'à l'intérieur d'un faciès, certaines de ses caractéristiques, comme le pourcentage de l'un de ses composants, connaissent des évolutions plus ou moins rapides et répétées qui affectent peu ou au contraire sensiblement son aspect général, avec, dans ce dernier cas, passage progressif à un autre faciès. Il est de plus évident que la série a été, dès le début, profondément modifiée par les diagenèses successives qu'elle a subi, particulièrement en ce qui concerne la phase sulfatée. L'effet de ces divers phénomènes peut amplifier ou au contraire masquer des discontinuités originelles de la sédimentation.

Tout ceci explique les difficultés rencontrées lors de l'établissement d'une série de faciès-types, ainsi que le caractère arbitraire de certaines coupures. La liste suivante peut cependant en être proposée.

A - LES FACIÈS-TYPES À DOMINANTE ARGILEUSE

Ces faciès se présentent en lits d'épaisseur très variable, atteignant pour les plus épais 1 à 2 mètres. Leur teinte est aussi très variée : noire, gris-noir, grisâtre, gris-verdâtre, chocolat, rouge brique ou bariolée. Ces argilites sont tantôt friables, se désagrégeant facilement à l'eau, tantôt plus ou moins indurées. Parfois d'aspect massif, elles sont généralement plus ou moins feuilletées ou même franchement laminées.

L'anhydrite, inexistante dans certains niveaux, est le plus souvent présente, avec des teneurs s'élevant jusqu'à 40 % et plus. Elle apparaît macroscopiquement sous forme de mouchetures et de nodules de forme variée qui déforment la stratification. Dans d'autres cas, il s'agit d'anhydrite d'"imprégnation" beaucoup moins perceptible à l'oeil, mais se traduisant par la densité accrue et une certaine induration de la roche.

Les carbonates sont de la magnésite (0 à 35 %) et / ou de la dolomite (0 à 15 %), seules ou associées. Certains niveaux renferment une fraction silteuse ou finement sableuse non négligeable.

Dans ces faciès à dominante argileuse existent donc de nombreuses variétés souvent étroitement associées les unes aux autres : argilites plus ou moins anhydritiques, carbonatées (magnésitiques et / ou dolomitiques), silteuses.

D'après leur association de teintes, deux faciès-types ont été retenus.

a - Les argilites de couleur sombre.

Ce sont des argilites noires, gris-noir ou grises plus particulièrement présentes à la base et à la partie supérieure des Marnes à anhydrite. Quelques bancs atteignent 1 à 2 mètres, mais le plus souvent ce sont des lits décimétriques ou même plus fins qui alternent avec des niveaux anhydritiques. Dans ces argilites, les unes sont plutôt massives, d'autres bien litées. Certaines présentent des passées très finement laminées, soulignées par l'alternance des teintes noire et grise ; elles évoquent des structures algaires.

Selon leur position dans la formation, ces argilites sont sans ou presque sans sulfate, ou au contraire très anhydritiques avec des pourcentages de 25 % à plus de 45 % (anhydrite prismatique d'imprégnation). De même, la fraction silteuse ou finement gréseuse est non négligeable à certains niveaux, beaucoup plus discrète, quand elle existe, à d'autres.

b - Les argilites gris-verdâtre et versicolores.

Nous regroupons dans cet ensemble des argilites de teintes diverses, gris-verdâtre, verdâtres, violacées, chocolat, rouge-brique, bariolées, etc ... qui sont plus ou moins étroitement associées et qui caractérisent la partie moyenne des Marnes à anhydrite. Il faut dire qu'en vérité la coupure faite dans les couleurs au niveau des gris est loin d'être franche et que l'on a en fait des argilites grises voisinant avec des argilites plus sombres d'un côté, plus verdâtres ou rougeâtres de l'autre.

PLANCHE III

FACIÈS MIXTE ARGILO-DOLOMITIQUE

1 - Aspect macroscopique du faciès mixte argilo-anhydritique.

Ce faciès est caractérisé par une alternance fine, millimétrique à centimétrique, de "lamines" argileuses gris-noirâtre et anhydritiques blanchâtres. Cette carotte illustre bien les variations qui existent dans ce faciès, avec des passages plus argileux (en bas) ou plus sulfatés (en haut).

- Sondage CB 1, surface sciée (226,48 - 226,59 m). (Echelle centimétrique).

2 et 3 - Aspects microscopiques des "lamines" anhydritiques du faciès mixte.

Les "lamines" anhydritiques, assez semblables macroscopiquement, sont au moins de deux sortes. Dans la lame mince 2, les "lamines", à limites nettes, sont formées d'anhydrite microgranulaire très pure et alternent avec des petits lits argileux finement stratifiés. Ces "lamines" sont considérées comme résultant d'une précipitation chimique sulfatée.

Dans la lame mince 3, les "lamines" sont des microbrèches anhydritiques intraformationnelles dont les intraclastes sont repris à des lits anhydritiques assez proches, semblables à ceux de la photographie précédente. L'interlit argileux, finement lité, renferme aussi à la base quelques intraclastes dont le nombre et la taille diminuent vers le haut. Le passage microbrèche - argilite est donc plutôt progressif, tandis que le passage argilite-microbrèche est brutal avec des marques de petits ravinements.

On peut penser que les associations de "lamines" des lames minces 2 et 3 appartiennent à une même microséquence-type comprenant la succession :

- a) microbrèche intraformationnelle, - b) argilite, - c) anhydrite de précipitation chimique, avec l'association b-c pour 2 et a-b pour 3.

- Sondage SG 26 (2 : 213,93 m ; 3 : 212,56 m). Lumière polarisée, x 16 et 20.

4 - Aspect microscopique d'une anhydrite nodulaire litée.

Des nodules d'anhydrite microgranulaire se sont développés dans la matrice argileuse en s'alignant selon son litage. Le sulfate apparaît aussi en cristaux prismatiques dans la matrice argileuse et contribue à la cohésion des nodules. Ce faciès, en bancs généralement assez épais, peut aussi intervenir en fines intercalations dans le faciès mixte argilo-anhydritique.

- Sondage SG 26 (210,78 m). Lumière polarisée, x 15.



1



2



3



4

Les argilites grises et gris-verdâtre se présentent en alternances décimétriques à métriques avec les argilites versicolores. Dans le détail, le passage d'une coloration à l'autre se fait progressivement ou par l'intermédiaire de niveaux où elles sont mélangées : par exemple, les couches marmorisées où le vert et le rouge forment des taches de l'un dans l'autre.

Cet ensemble d'argilites diffère des argilites sombres par plusieurs caractères. Leur granulométrie demeure fine, les apports silteux n'étant jamais apparents. Leur association avec les niveaux anhydritiques est moins intime et leur propre pourcentage en sulfate, parfois important, est le plus souvent très faible ou nul.

C'est dans les argilites rouges que l'on trouve les nodules anhydritiques isolés à contour net, de forme souvent sphérique, et qui peuvent être séparés facilement de leur matrice. Enfin, ces niveaux argileux sont affectés par de nombreuses fissures, obliques ou parfois parallèles à la stratification. Leur remplissage, d'épaisseur variable et pouvant atteindre plusieurs centimètres, est fait de fibres blanchâtres et surtout orangées que l'on attribuerait volontiers à du gypse mais qui sont en fait anhydritiques (Pl. II-1 et 2).

B - UN FACIÈS MIXTE : ARGILITES+ ANHYDRITES.

A la base des Marnes à anhydrite, des argilites litées ou laminées sombres sont étroitement associées à des dépôts anhydritiques en alternances très fines qui obligent à faire une entité de ce faciès mixte (Pl. III-1).

Les niveaux anhydritiques sont en fait assez variés, tant dans leur aspect que dans leur nature. Les plus caractéristiques sont les "laminés" de précipitation directe présentés ci-dessus (Pl. III-2). A côté de celles-ci se trouvent d'autres "laminés" anhydritiques dont l'examen microscopique montre la texture bréchique et qui proviennent à l'évidence du remaniement sur place des dépôts sous-jacents (Pl. III-3). Ce sont des microbrèches et des brèches intraformationnelles tout à fait comparables (bien qu'anhydritiques) aux gypsarénites et parfois aux gypsrudites décrites par de nombreux auteurs dans des faciès semblables. Si enfin la texture microgranulaire de ces niveaux anhydritiques lités est généralement homogène, des nodules plus ou moins bien organisés sont aussi présents (Pl. III-1 et 4).

Quant aux argilites, elles sont pauvres en carbonates : la dolomite est à peu près inexistante et la magnésite atteint au maximum 10 à 15 %. En revanche, elles sont toujours riches en anhydrite d'imprégnation microprismatique ; de 25 à plus de 60 %. Par ailleurs, les "laminés" argileux sont souvent ondulés et craquelés, aspects que les auteurs proposent d'attribuer à des tapis algaires, à des microtepees et à des phénomènes de dessiccation (Pl. V).

C - LES FACIÈS À DOMINANTE ANHYDRITIQUE

Il a été dit que le rapport entre la phase argileuse et la phase sulfatée pouvait prendre toutes les valeurs possibles depuis les argilites non sulfatées jusqu'aux anhydrites pures. En principe, la limite de 50 % pourrait servir à séparer les faciès à dominante argileuse de ceux à dominante sulfatée. Mais en fait des roches ayant l'aspect d'argilites, certes denses et indurées, peuvent, ainsi qu'on l'a vu, contenir plus de 60 % d'anhydrite d'imprégnation. Pour des teneurs équivalentes ou même moindres, d'autres roches ont un aspect franchement anhydritique lorsque le sulfate est nodulaire.

a - Les anhydrites nodulaires

On a alors, dans ce cas, un passage continu entre des argilites à nodules anhydritiques dispersés et des roches anhydritiques dans lesquelles les nodules seront de plus en plus serrés, la phase argileuse se réduisant progressivement à des lits très minces et sinueux ondulant entre les nodules, puis à des films plus ou moins discontinus qui finissent par disparaître complètement. Cette réduction de la phase argileuse est due en partie au développement en son sein d'une anhydrite en lattes de plus en plus abondante, qui va aussi remplacer l'anhydrite microgranulaire originelle des nodules, et par là même diminuer puis effacer le contraste qui existait à la limite nodule - matrice.

Les faciès anhydritiques répertoriés dans la classification de Maiklen et al. (1969) sont pour la plupart représentés dans les Marnes à anhydrite. Nous les avons regroupés dans les faciès-types suivants : - anhydrites litées (Pl. IV) ; - entérolitiques (Pl. V) ; - mosaïques (ou chicken wire = en cage à poules) (Pl. VI) ; - massives (Pl. VII).

Tous les intermédiaires existent entre ces différents faciès (anhydrites semi-litées, mosaïques - massives, etc ...). Les photographies de carottes (Pl. IV à VII) montrent que tous ces faciès se côtoient fréquemment les uns les autres.

b - Les brèches anhydritiques

Deux types de brèches anhydritiques sont à distinguer.

Le premier, qui est le plus fréquent, est localisé dans les parties inférieure (Pl. III-3) et supérieure (Pl. VIII) des Marnes à anhydrite, et représenté par des lits d'épaisseur réduite (quelques millimètres à pluricentimétrique). Ces brèches sont monogéniques et très hétérométriques ; les éléments, plus ou moins anguleux, atteignent jusqu'à quelques centimètres de long pour les plus gros. Le ciment est argilo-anhydritique. Les éléments, tous anhydritiques, ont des faciès semblables à ceux des lits sulfatés sous-jacents, ce qui atteste, avec leur mauvais classement, du caractère local du remaniement ; ce sont des intraclastes et les brèches, interstratifiées dans des dépôts argilo-anhydritiques normalement sédimentés, sont des brèches intraformationnelles.

Le second type présente des caractères communs avec le précédent : même hétérométrie des éléments tous anhydritiques, même type de ciment argilo-anhydritique. Il en diffère pourtant par :

- le fait qu'il n'est représenté que par un seul niveau, mais celui-ci est épais (1,45 m) et non lité ;
- sa granulométrie plus grossière, les éléments pouvant atteindre 5 centimètres ;
- son aspect bréchiq ue bien visible à l'oeil nu, ce qui n'est pas le cas pour les microbrèches et les brèches du premier type.

Il faut ajouter que ce niveau bréchiq ue occupe le sommet des Marnes à anhydrite auxquelles il a été attribué compte-tenu de l'importance de la phase sulfatée. Mais il serait aussi possible de le rattacher aux Grès à roseaux ; il en constituerait le niveau basal de remaniement alimenté par les phénomènes érosifs souvent signalés à la base des Marnes irisées moyennes.

PLANCHE IV
FACIÈS ANHYDRITIQUES NODULAIRES
(Anhydrites litées planes)

1 et 2 - Aspect macroscopique d'anhydrites nodulaires litées.

L'aspect de chaque lit varie en fonction du pourcentage des nodules dans la matrice argileuse (cf. photos 3 à 5). Le litage n'est tout à fait net que pour les lits relativement importants (a). Les lits minces, constitués par des petits nodules d'anhydrite moins coalescents, sont plus discontinus (b). Noter également que les lits "argileux" contiennent aussi des petits nodules et des taches anhydritiques dispersés dans la matrice argileuse noire.

- Sondage CB 1, surfaces sciées polies (- 1 : 189,25 - 189,45 m. - 2 : 189,60 - 189,76 m). (Echelle centimétrique).

3 - Aspect microscopique d'un lit riche en nodules anhydritiques dans la carotte de sondage (2).

La partie inférieure est formée de nodules coalescents (structure massive). Les joints entre les nodules sont encore visibles grâce aux reliques argileuses discontinues (a). Dans la partie supérieure, la matrice argileuse est plus abondante, mais très discontinue (structure mosaïque) (cf. photo 4).

- Sondage CB 1 (189,69 m). Lumière polarisée, x 3,5.

4 - Détail de la structure mosaïque de la photographie précédente.

Dans une plage argileuse préservée entre les nodules, se sont développés des prismes anhydritiques non orientés, qui se substituent aussi partiellement ou totalement à l'anhydrite microgranulaire des nodules. Noter aussi la silicification par de la calcédoine sphérolitique.

- Sondage CB 1 (189,69 m). Lumière polarisée, x 40.

5 - Aspect microscopique d'un lit argilo-anhydritique dans la carotte de sondage (2).

La matrice argileuse est ici bien conservée et litée. Elle moule les nodules anhydritiques. On observe, comme dans la photographie précédente, le développement de cristaux prismatiques plats d'anhydrite dans l'argile, mais ils sont ici orientés parallèlement à la stratification. Ils remplacent aussi plus ou moins complètement l'anhydrite microgranulaire des nodules (a).

- Sondage CB 1 (189,73 m). Lumière polarisée, x 25.

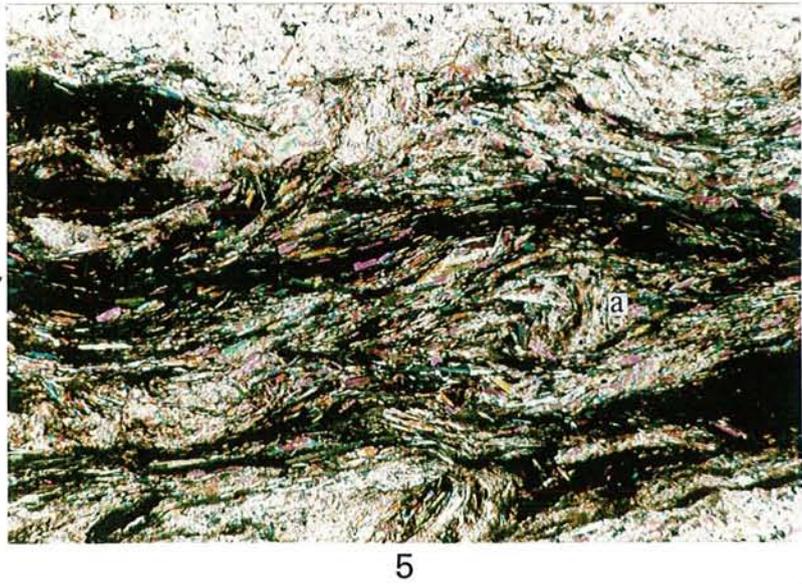
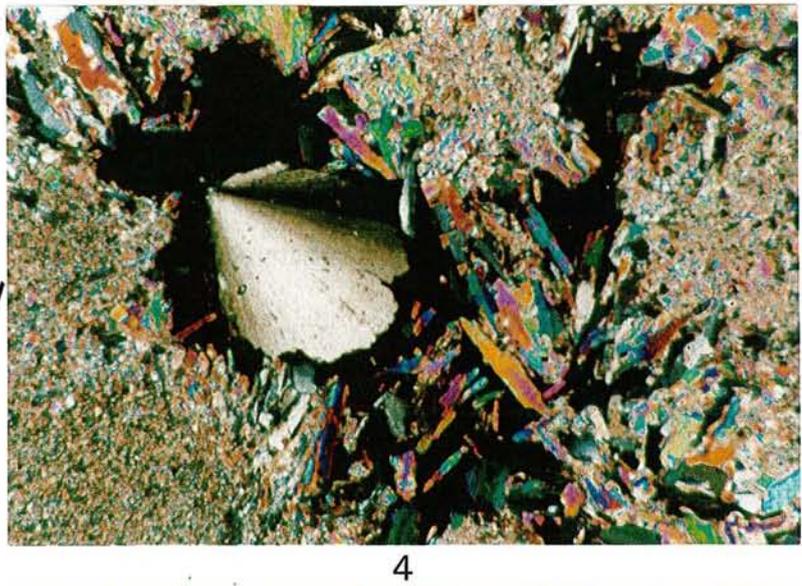
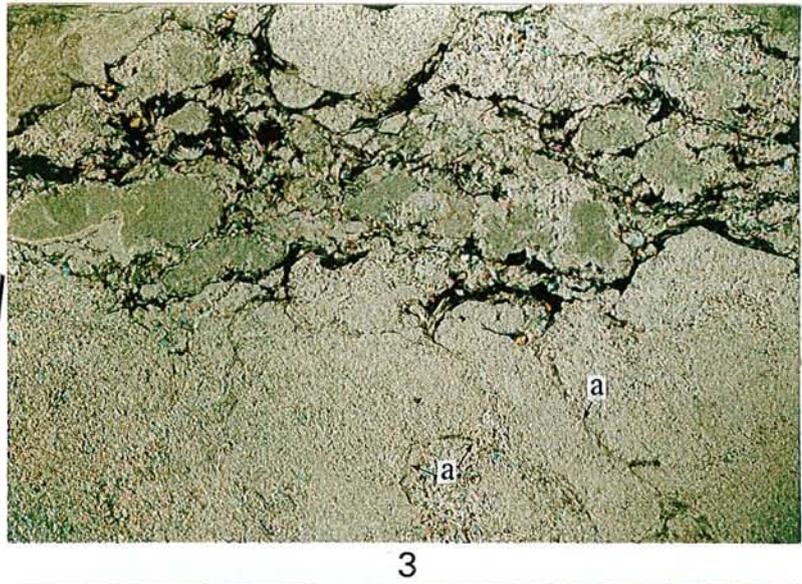
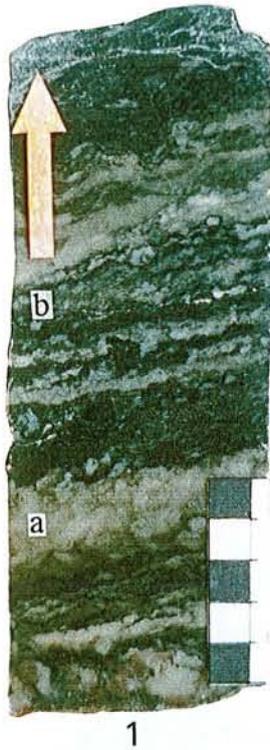


PLANCHE V
FACIÈS ANHYDRITIQUES NODULAIRES
(Anhydrites litées déformées)

1 - Aspect microscopique d'une anhydrite litée à structure convolutive.

En noir et en brun foncé, lits discontinus et dilacérés et fragments de la matrice argileuse. Habitus microgranulaire passant à granulaire de l'anhydrite.

- Sondage SG 26 (212,91 m). Lumière polarisée, x 3,5. (Cliché M. Haïmoud).

2 - Aspect macroscopique d'un lit anhydritique à structure entérolitique.

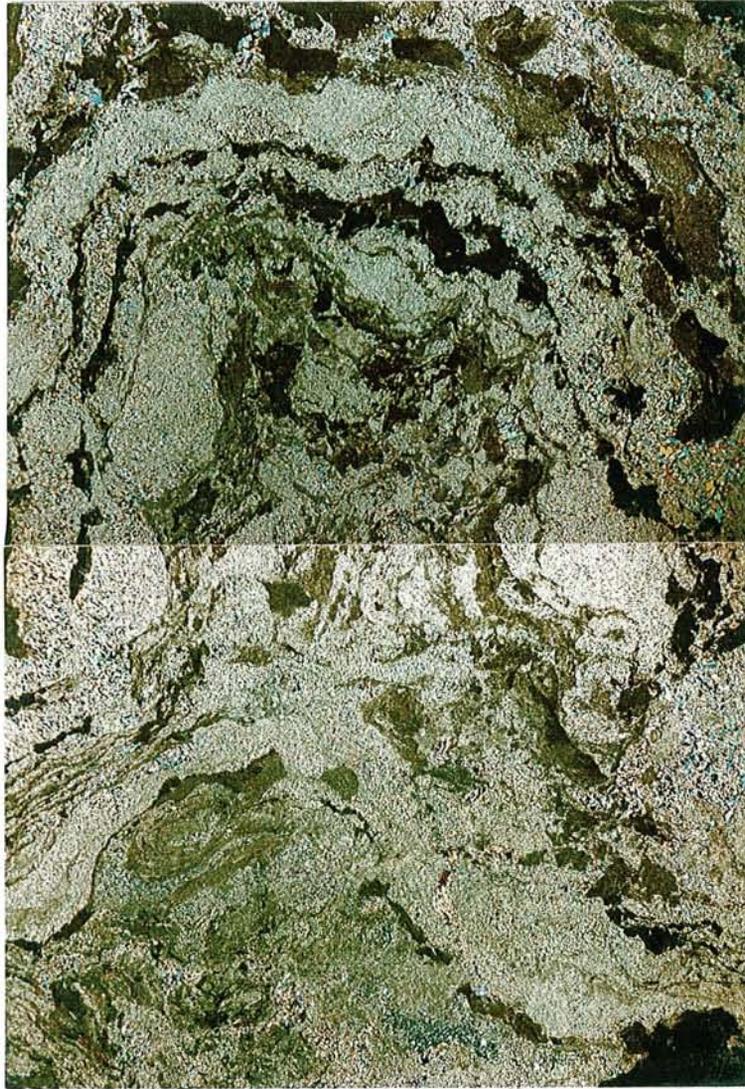
La stratification de l'argilite est soulignée par des taches et des amas lenticulaires d'anhydrite (cf. photo 3).

- Sondage CB 1, surface sciée polie (188,93 - 188,98 m). (Echelle centimétrique).

3 - Aspect microscopique de la structure entérolitique dans l'échantillon précédent.

Déformation du litage dans la partie plus anhydritique (en haut) qui entraîne une dilacération des lits argileux.

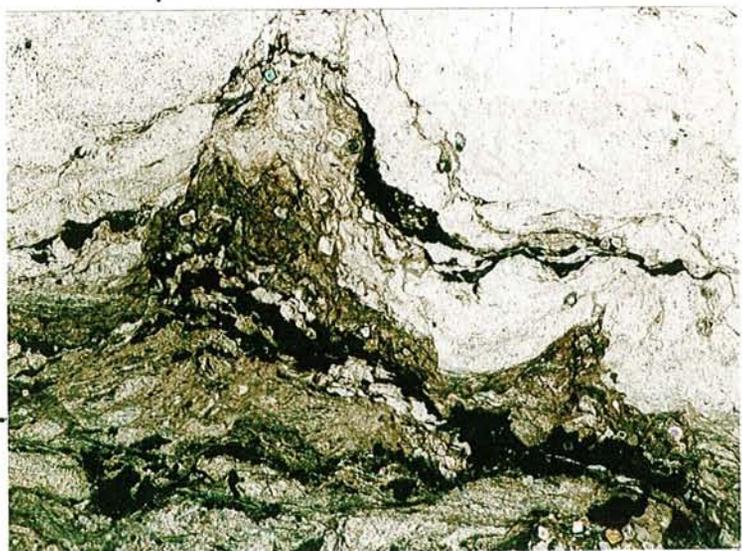
- Sondage CB 1 (188,97 m). Lumière polarisée, x 4,5.



1



2



3

PLANCHE VI

FACIÈS ANHYDRITIQUES NODULAIRES (Anhydrites à structure mosaïque)

1 - Aspect macroscopique d'une anhydrite à structure semi-litée et mosaïque.

La partie inférieure de cette carotte montre une anhydrite semi-litée surmontée par une anhydrite nodulaire à structure mosaïque (cf. photo 2).

- Sondage CB 1, surface sciée polie (190,48 - 190,63 m). (Echelle centimétrique).

2 - Aspect microscopique de l'anhydrite nodulaire à structure mosaïque de l'échantillon précédent

Les nodules sont faits d'anhydrite granulaire et la matrice d'argilite noire. Dans celle-ci se développe de l'anhydrite en lattes aplaties qui remplace l'anhydrite granulaire des nodules. Noter, en haut à droite, un porphyroblaste d'anhydrite.

- Sondage CB 1 (190,50 m). Lumière polarisée, x 9.

3 - Aspect macroscopique de l'anhydrite à structure mosaïque.

Les nodules sont souvent cernés par un fin liseré blanchâtre, continu ou discontinu, formé de plages allongées de quartz (cf. photo 4).

- Sondage CB 1, surface sciée polie (223,05 - 223,10 m). (Echelle centimétrique).

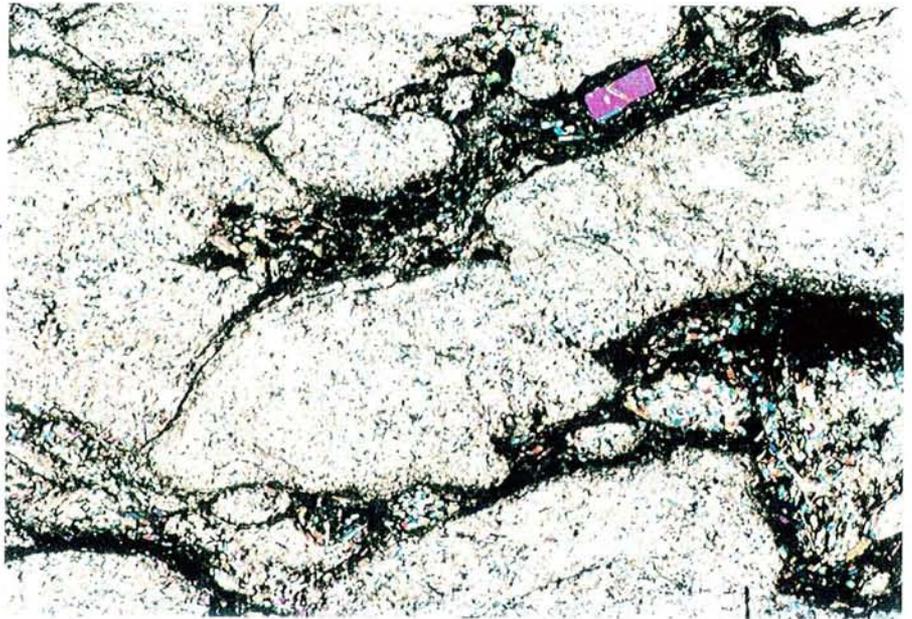
4 - Aspect microscopique de l'échantillon précédent.

Nodules simples ou composites au sein d'une matrice argileuse plus ou moins conservée. Une silicification importante se traduit par des plages monocristallines allongées de quartz qui se sont développées à la bordure des nodules, soulignant la nature composite de certains (en orangé, la lame mince étant épaisse). Le quartz forme aussi des cristaux plus trapus (a) qui, comme les plages de bordure, sont poecilitiques, englobant de nombreux cristaux d'anhydrite.

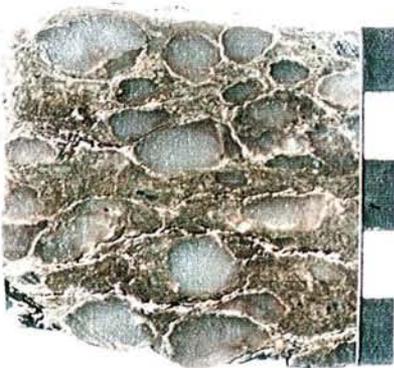
- Sondage CB 1 (223,07 m). Lumière polarisée, x 15.



1



2



3



4

PLANCHE VII
FACIÈS ANHYDRITIQUES NODULAIRES
(Anhydrites massives)

1 - Aspect macroscopique d'une anhydrite à structure mosaïque massive.

Les nodules, pour la plupart coalescents, ont parfois conservé entre eux des reliques (en sombre) de la matrice argileuse (cf. photo 2).

- Sondage CB 1, surface sciée polie (201,30 - 201,46 m). (Echelle centimétrique).

2 - Aspect microscopique de l'échantillon précédent.

L'anhydrite en lattes très aplaties s'est très largement développée entre les nodules et dans ceux-ci, remplaçant partiellement ou totalement l'anhydrite granulaire. Des films argileux résiduels aident à reconnaître la structure nodulaire originelle, en grande partie masquée par le développement de ces lattes.

- Sondage CB 1 (201,37 m). Lumière polarisée, x 11.

3 - Aspect macroscopique d'une anhydrite massive.

Sauf à ses extrémités, où il existe, comme dans la carotte précédente, encore un peu de matrice argileuse, la roche est ici formée d'anhydrite pure (cf. photo 4).

- Sondage CB 1, section sciée polie (200,98 - 201,16 m). (Echelle centimétrique).

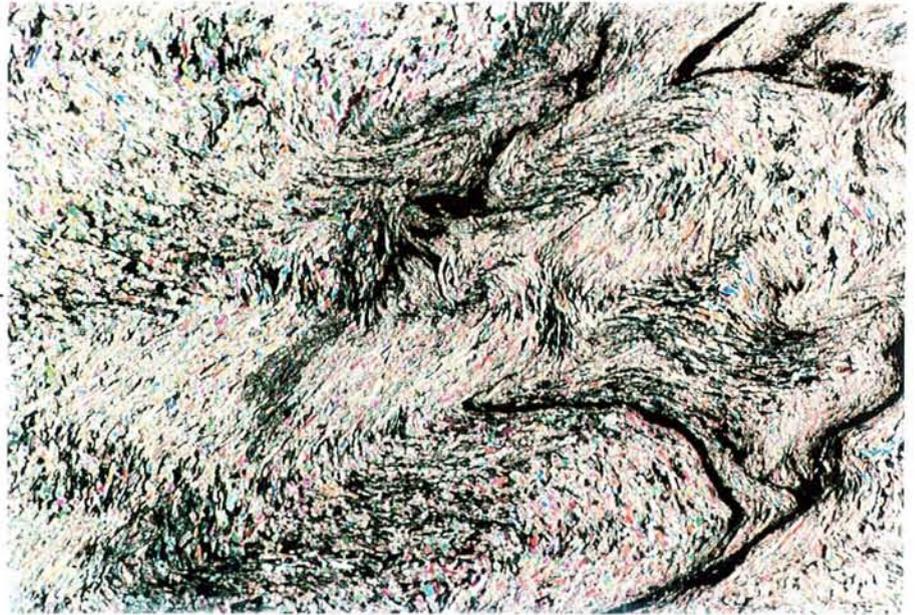
4 - Aspect microscopique de l'échantillon précédent.

L'anhydrite pure est formée de cristaux prismatiques trapus et épais qui diffèrent des lattes aplaties développées dans l'argile (photo 2). L'absence totale de résidus argileux et l'orientation des cristaux en tous sens masquent totalement la structure originelle.

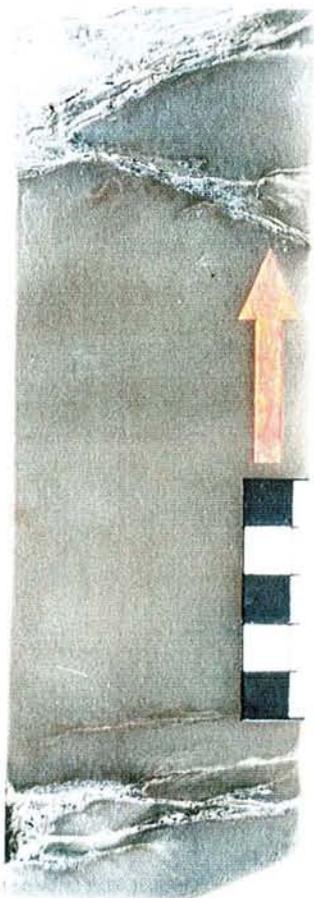
- Sondage CB 1 (201,10 m). Lumière polarisée, x 11.



1



2



3



4

PLANCHE VIII

FACIÈS ANHYDRITIQUES BRÉCHIQUES

1 et 3 - Aspect macroscopique d'anhydrites litées à lits bréchiques.

Les carottes montrent un litage plus ou moins net selon les niveaux. La structure bréchique révélée par les lames minces pour certains lits (cf. photos 4 et 5) est plus difficile à diagnostiquer à l'examen macroscopique.

- Sondage CB 1, surfaces sciées polies (- 1 : 193,37 - 193,56 m. - 3 : 193,58 - 193,76 m). (Echelle centimétrique).

2 - Aspect microscopique d'une brèche anhydritique intraformationnelle.

Fragments (intraclastes) anguleux de taille variable (quelques millimètres à quelques centimètres) d'anhydrite granulaire dans une matrice argileuse noire. Le grand fragment d'aspect contourné peut provenir d'un lit d'anhydrite entérolithique.

- Sondage CB 1 (206,70 m). Lumière polarisée, x 4,5.

4 et 5 - Aspect microscopique de lits bréchiques intraformationnels des carottes 1 et 3.

Même aspect très hétérométrique que pour la photographie précédente. En bas de la photographie 5, lit d'anhydrite granulaire de lithologie similaire à celle des fragments. Ces caractéristiques granulométriques et lithologiques incitent à penser à une bréchification sur place.

- Sondage CB 1 (193,56 et 193,65 m). Lumière polarisée, x 4,5.



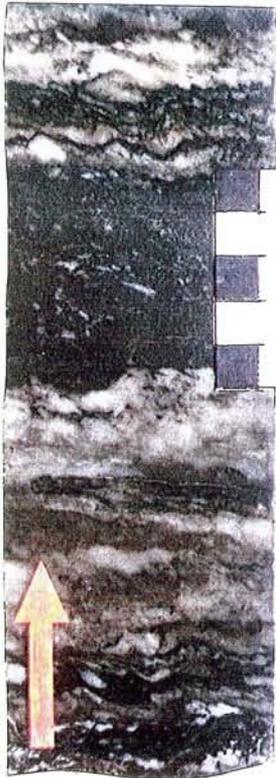
1



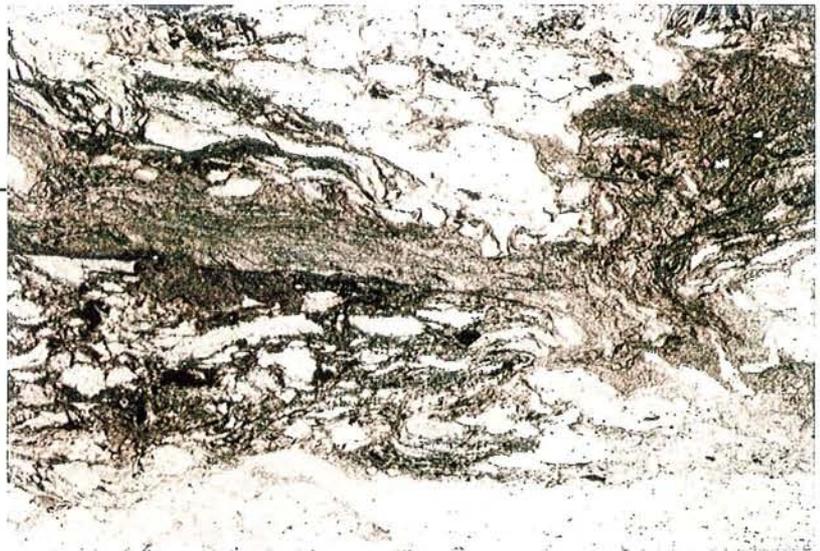
2



4



3



5

PLANCHE IX

FACIÈS BRÉCHIQUES

1 et 2 - Aspect macroscopique et microscopique d'une brèche anhydritique.

Dans une gangue argileuse sont remaniés des fragments anhydritiques anguleux ou émoussés de taille très variable, mais présentant la même texture granulaire.

- Sondage CB 1, surface sciée polie (183,44 - 183,63 m). (Echelle centimétrique); lame mince (183,58 m), lumière polarisée, x 6.

3 - Aspect macroscopique d'une brèche polygénique.

Les galets, plus ou moins arrondis, sont formés d'anhydrite (a) blanchâtre, grise ou rosée, et d'argilite dolomitique (b). Matrice argileuse gris noirâtre.

- Sondage CB 1, surface sciée polie (185,56 - 185,64 m). (Echelle centimétrique).

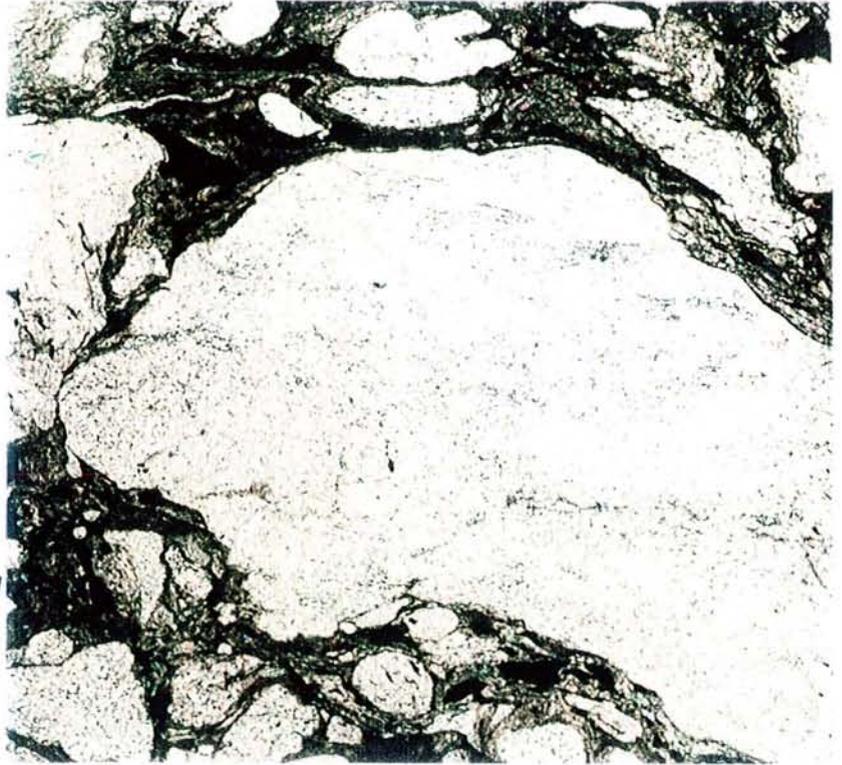
4 - Aspect microscopique d'un élément de la brèche précédente.

Vue partielle d'un galet à bord arrondi d'une brèche anhydritique préexistante, à matrice argileuse.

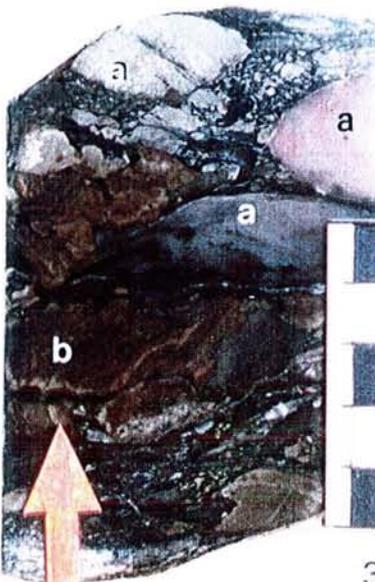
- Sondage CB 1 (185,60 m). Lumière polarisée, x 11.



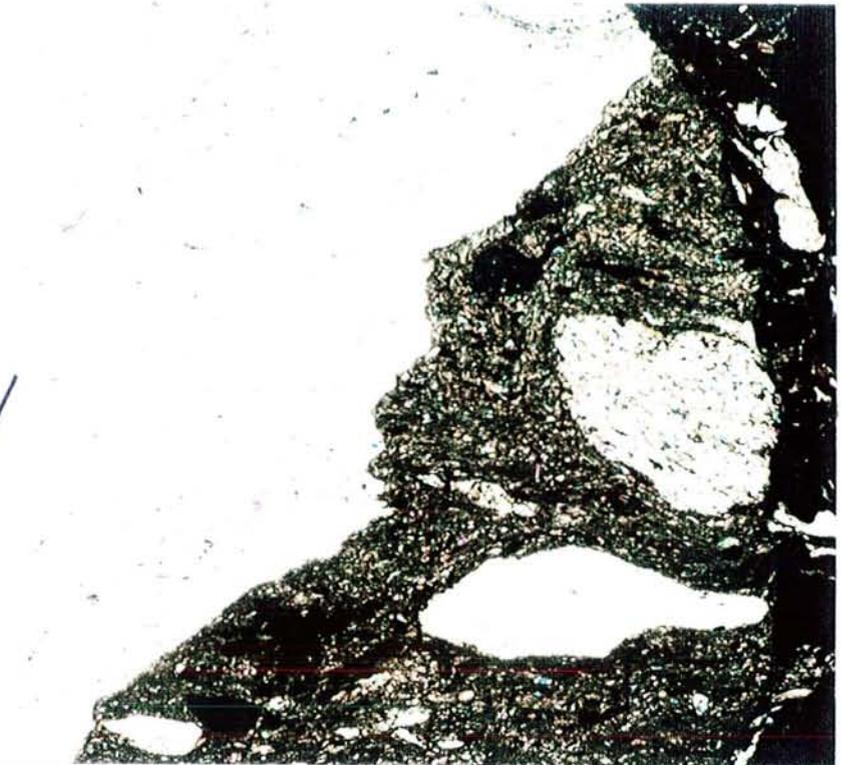
1



2



3



4

D - AUTRES FACIÈS

Deux autres faciès sont à signaler, bien qu'ils aient un caractère épisodique. Ils se succèdent dans la partie sommitale des Marnes à anhydrite et montrent pour la première fois la présence de véritables niveaux carbonatés ou à éléments carbonatés dans la série.

Le premier est une brèche plus ou moins grossière à ciment argileux sombre, qui diffère des brèches anhydritiques précédentes (Pl. IX-3 et 4) :

- par sa granulométrie qui peut être plus grossière, les éléments atteignant plusieurs centimètres ;
- par l'aspect de galet à contour arrondi de certains éléments ;
- par son polygénisme : à côté des éléments anhydritiques, existent des fragments d'une dolomie argileuse (galets mous ?).

Tous ces caractères indiquent une forte énergie du milieu, un transport assez long et un remaniement moins local que celui des brèches anhydritiques monogéniques.

C'est de couches identiques à celle qui surmonte ce premier faciès que doivent provenir les fragments dolomitiques. Ce niveau de couleur brunâtre ne mesure qu'une vingtaine de centimètres. C'est une dolomicrite très argileuse dont la structure est complexe, finement litée ou en grumeaux. Les diagrammes de rayons X n'ont révélé que la seule dolomite comme carbonate.

La véritable signification de ces deux faciès - qui pourraient annoncer la sédimentation plus grossière et plus carbonatée des Marnes irisées moyennes - reste à étudier.

CHAPITRE V

UNE COUPE DE RÉFÉRENCE

LE SONDAGE CB1

Le sondage CB1 de Cerville-Buissoncourt, entièrement carotté, débute dans les marnes du Lotharingien et descend à 325,80 m jusque dans les premiers mètres de l'unité M qui se trouve sous la partie du gisement salifère exploitée en Lorraine (unités N, O et P). Les Marnes à anhydrite, entre le Grès à roseaux et le toit du sel ont été recoupées sur un peu plus de 42 mètres dont la partie supérieure (une quinzaine de mètres environ) peut être attribuée aux Couches à eshéries *sensu stricto*.

1 - COUPE LITHOLOGIQUE

Les macrophotographies des planches II à IX font apparaître la diversité et la variabilité des faciès anhydritiques. Les argilites se présentent aussi sous plusieurs aspects. Pour suivre l'évolution de faciès aussi changeants, une coupe détaillée, à grande échelle, a été levée. La succession des niveaux avec leur nature lithologique est donnée en Annexe, à la fin de ce chapitre. Le lecteur pourra ainsi localiser de façon précise dans la série les échantillons figurés ou soumis à diverses analyses, cités dans le mémoire.

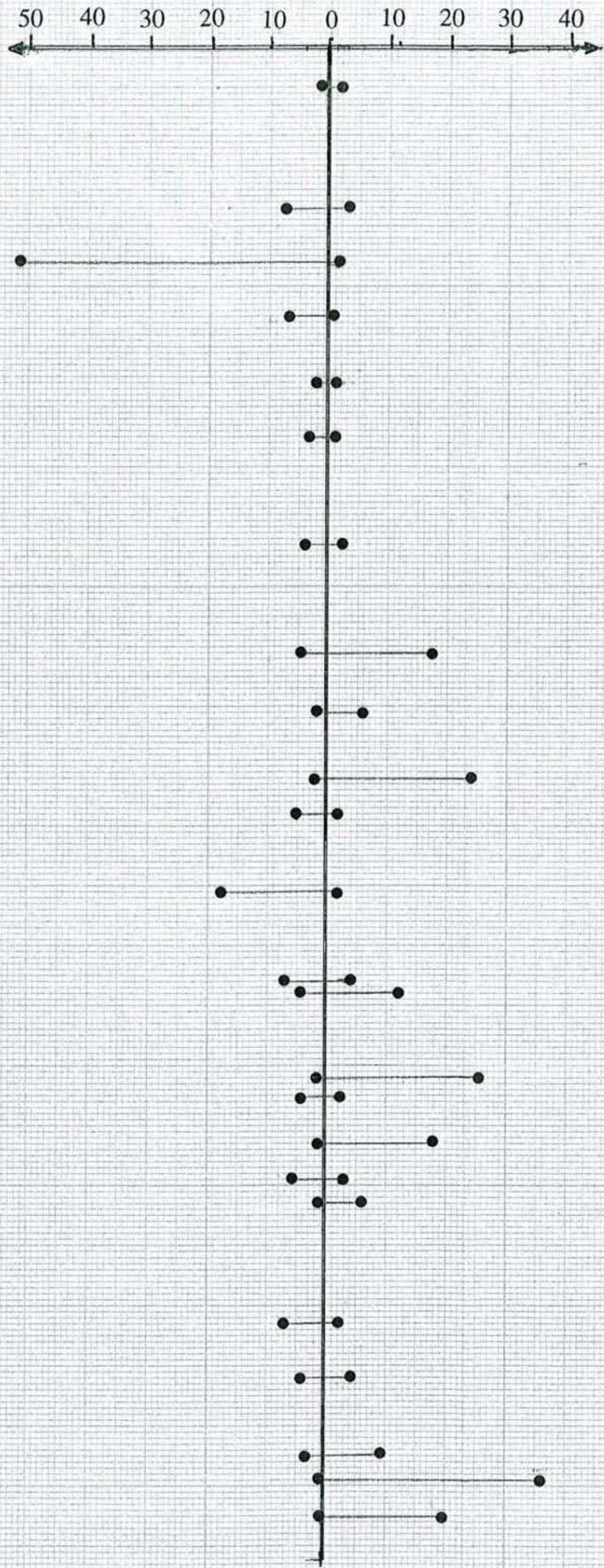
La figure 7 est une coupe synthétique à plus petite échelle. Les Marnes à anhydrite y sont divisées en trois parties, sur la base de la répartition de certains faciès, surtout argileux.

La partie inférieure, d'une épaisseur d'environ 4,75 m dans le sondage CB1 (226,75 à 222,10 m), est limitée à la base par le toit du sel massif et au sommet par la première apparition des argilites versicolores. Il peut exister vers la base des récurrences halitiques, une de 25 cm dans CB1, une ou deux dans des sondages voisins (Hilly et Marchal, 1991). Elles constituent les seuls représentants de l'unité salifère Q.

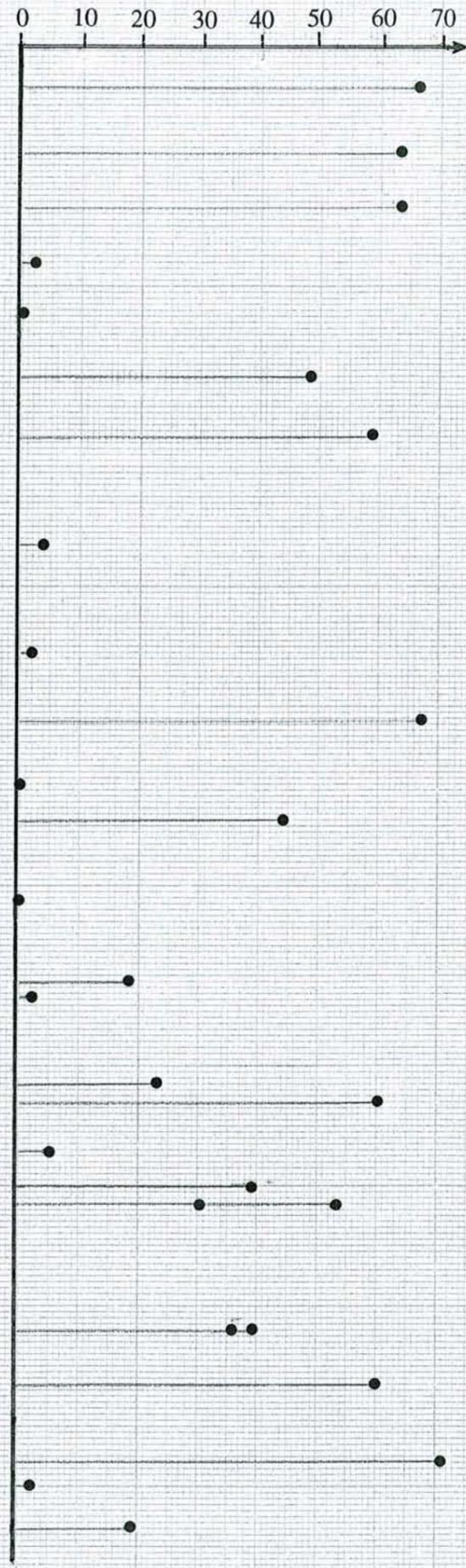
Cette partie inférieure est caractérisée d'une part par les teintes sombres, noires ou grises, des argilites et d'autre part, vers la base, par la présence du faciès mixte formé par la fine alternance de "lamines" argileuses et anhydritiques (Pl. III-1 à 3). Des bancs plus épais d'anhydrite litée y sont associés. Certains sont fortement convolutés. L'un d'eux est coloré par une anhydrite rose-orangé : c'est le "gypse corail" des sondeurs qui le considèrent comme un niveau repère annonçant la proximité immédiate du toit du sel.

Les argilites sont elles-mêmes riches en sulfates (souvent plus de 40 %) et relativement pauvres en carbonates (~ 10 %) représentés presque uniquement par la magnésite (marnes magnésitiques sulfatées).

DOLOMITE % MAGNÉSITE %

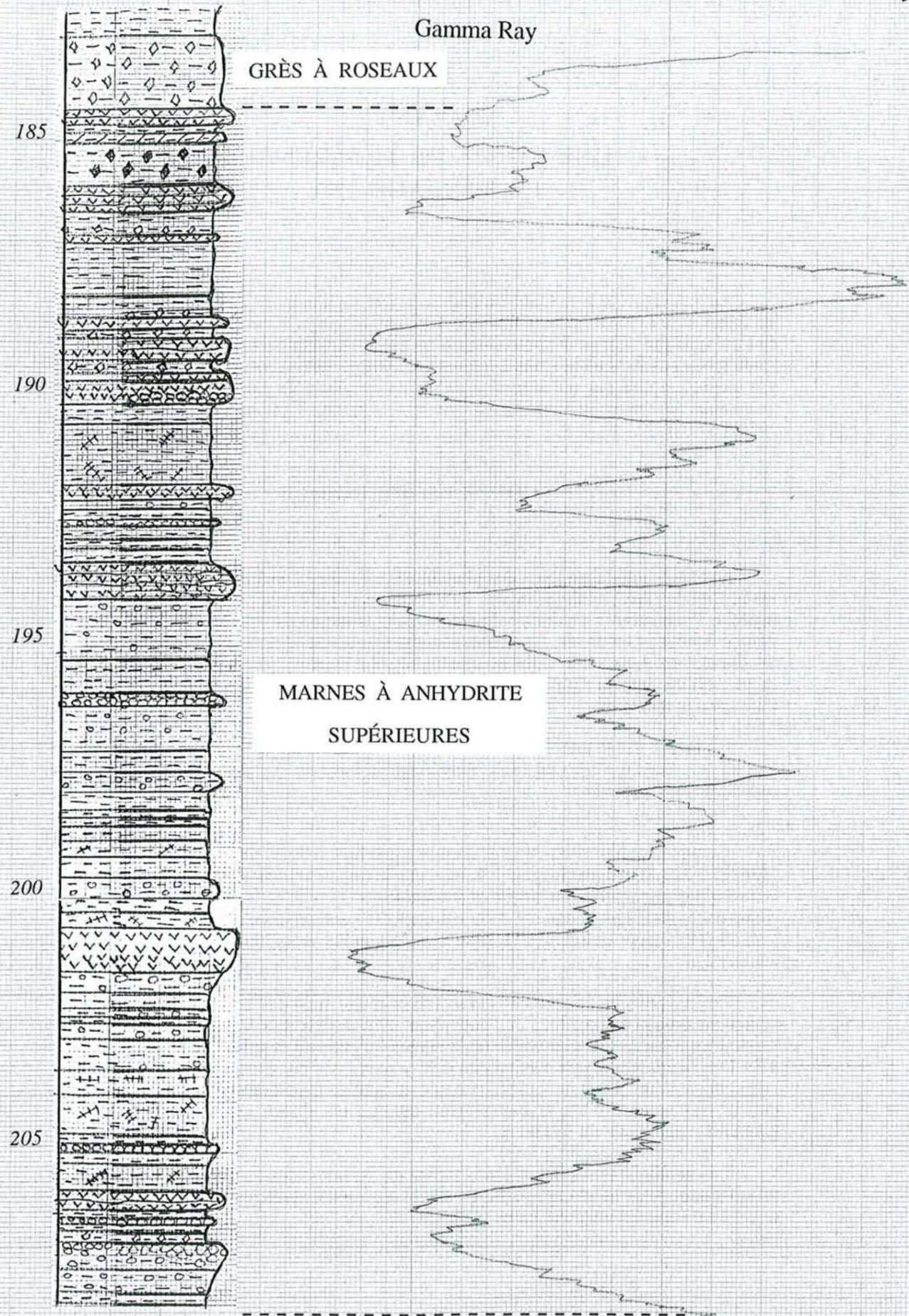


ANHYDRITE %



COTES

0 50 100 API



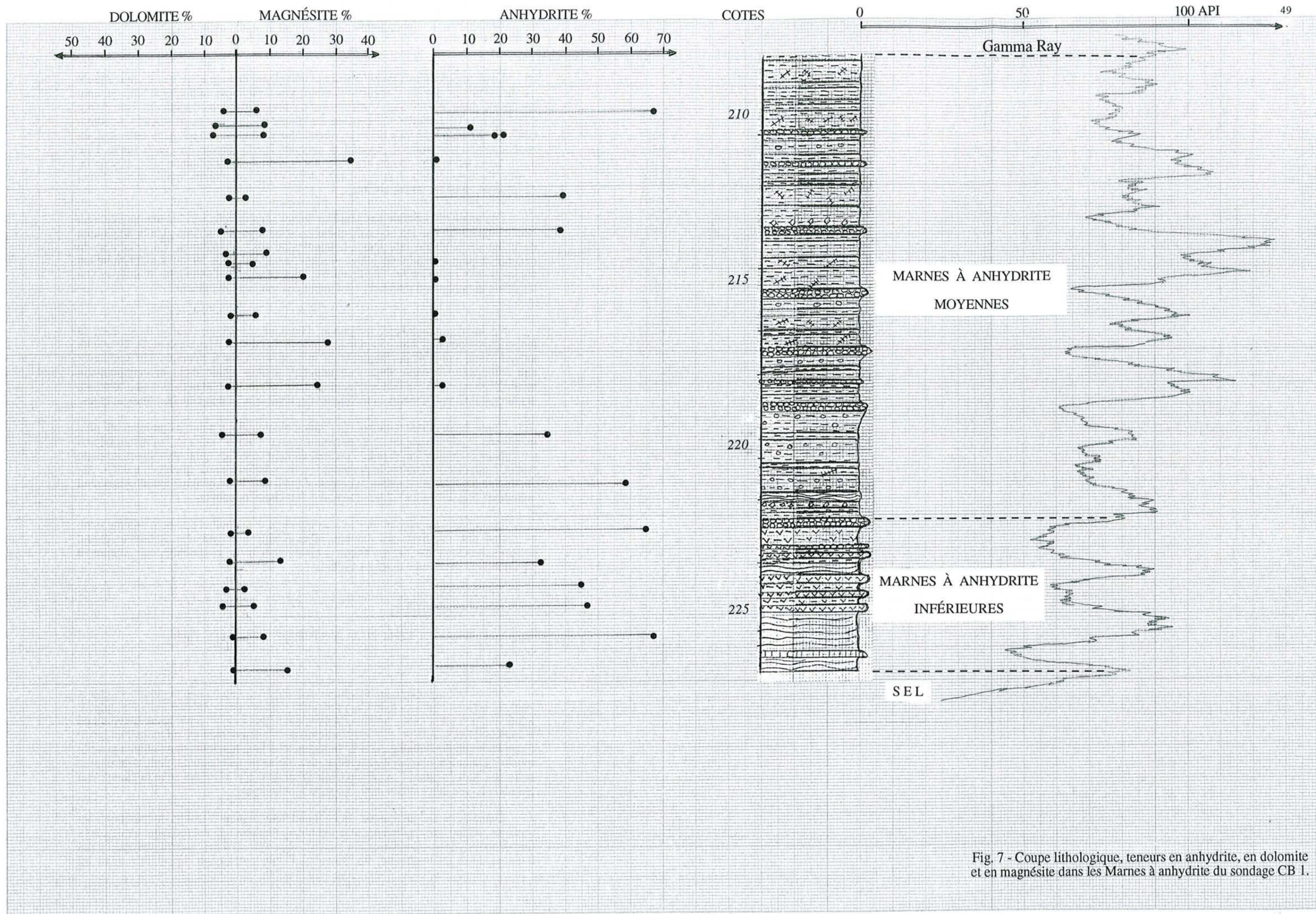


Fig. 7 - Coupe lithologique, teneurs en anhydrite, en dolomite et en magnésite dans les Marnes à anhydrite du sondage CB 1.

La partie moyenne, d'une épaisseur un peu supérieure à 14 m, est caractérisée par la fréquence des lits d'argilites versicolores dont la première apparition (niveau repérable dans les sondages, même sur cuttings) marque la base de cette partie (222,10 m). Le sommet a été placé au retour massif des argilites très sombres (207,95 m) bien que des niveaux versicolores réapparaissent plus haut à deux reprises dans une zone de transition avec les faciès du sommet de la série. Une autre caractéristique de ces argilites versicolores est l'existence d'un réseau de larges fissures à remplissage d'anhydrite rose, qui existe aussi, mais moins développé, dans les autres argilites.

Ces argilites, comme les argilites grises ou gris-vert qui les accompagnent, sont massives ou mal litées. Leur teneur en anhydrite est variable et, à la différence de celles de la partie inférieure, beaucoup en sont dépourvues. En revanche, la magnésite peut atteindre de fortes valeurs (jusqu'à plus de 30 %). La dolomite est toujours très minoritaire. Quelques lits décimétriques d'anhydrite nodulaire (en lentilles, mosaïque ou massive) sont associées aux argilites grises.

La partie supérieure, puissante d'environ 23-24 m, débute donc avec la réapparition des argilites sombres et s'achève au niveau d'un banc épais de brèche anhydritique qui doit correspondre à la base des Grès à roseaux. Un argument supplémentaire à ceux déjà évoqués (*cf.* p. 33) réside dans la composition minéralogique de la matrice argileuse de cette brèche, qui est la même que celle des argilites des Grès à roseaux et diffère totalement de celle des couches sous-jacentes.

Outre les argilites sombres, des bancs d'anhydrite mosaïque ou massive plus nombreux et plus puissants (pluridécimétriques) et des lits sulfatés bréchiques épais de quelques centimètres à près d'un mètre constituent les caractéristiques de cette partie. Rappelons toutefois la permanence, vers la base et sur quelques mètres, des faciès versicolores de la partie moyenne, dans lesquels les niveaux marmorisés sont beaucoup plus abondants que les niveaux franchement rouges.

Les teneurs en sulfate sont très contrastées, entre celles des bancs d'anhydrite et celles des argilites qui souvent n'en renferment pas. La dolomite prend progressivement de l'importance par rapport à la magnésite qui disparaît pratiquement dans les 9 derniers mètres.

2 - LOG DIAGRAPHIQUE (gamma ray)

Sur cette diagraphie, les coupures sont évidentes au toit du sel (unité P) et à la base du Grès à roseaux (s'il n'est pas tenu compte de la brèche anhydritique de base). Dans les deux cas, ces limites correspondent à un brusque accroissement de la radioactivité naturelle, dû, essentiellement, à la disparition du sel massif au profit d'une série argilo-sulfatée pour le premier, et à la disparition des sulfates pour le second. Dans les Marnes à anhydrite, la courbe de radioactivité naturelle oscille entre des pics "argileux" et des retraits "sulfatés" qui reflètent bien la répartition générale de ces deux faciès dans la coupe lithologique.

Dans la partie inférieure, la radioactivité demeure faible, même pour les argilites, ce qui s'accorde avec leur teneur en sulfates qui est toujours assez forte. La partie moyenne enregistre, à la base (jusque vers 214 m), une augmentation par à-coups de la radioactivité, traduisant la faible proportion de sulfates dans les

argilites qui deviennent, en compensation, assez riches en carbonates (marnes magnésitiques). Les creux de la courbe sont nettement moins prononcés que dans la partie inférieure, les niveaux anhydritiques étant en général nettement moins épais. Puis les pics des passées argileuses sont de moins en moins prononcés, indiquant le retour de teneurs de plus en plus élevées en anhydrite, ainsi que le confirment les analyses chimiques de sulfates.

Au dessus de 208 m, la partie supérieure présente un profil différent, en larges et profondes dents de scie, avec tout à la fois des pics argileux de plus en plus forts et des creux sulfatés toujours très marqués, tant en intensité qu'en épaisseur. L'enrichissement en anhydrite de la série à son sommet est manifeste, accentuant de ce fait la coupure avec la forte argilosité du Grès à Roseaux.

Il y a donc une bonne correspondance entre le log de γ -Ray et la coupe lithologique des Marnes à anhydrite. Il faut toutefois - en particulier lors d'essais de corrélations diagraphiques entre sondages savoir que les creux "sulfatés" ne correspondent pas forcément à un seul banc anhydritique, mais qu'ils peuvent globaliser des teneurs plus fortes en sulfate réparties dans des sédiments variés (argilites ou anhydrites) en petits lits alternants.

3 - LES RYTHMES SÉDIMENTAIRES

La coupe détaillée du sondage a permis de mettre en évidence le caractère rythmique des Marnes à anhydrite, formées par une succession de séquences épaisses de quelques décimètres à 1 ou 2 mètres.

A - LES SÉQUENCES - TYPES

Quatre types de séquences ont été observés.

a) - Séquences-type S-A (fig. 8).

Elle comprend, de bas en haut, les faciès suivants :

1 - *Faciès mixte argilo-anhydritique*, constitué par l'alternance finement répétée de feuillets et de lamines argileuses gris-noirâtre, parfois d'aspect stromatolithique, avec des passées anhydritiques (Pl. III-1). Ces dernières sont constituées soit par des "lamines" d'anhydrite microgranulaire résultant d'une précipitation chimique, soit par de fins niveaux de microbrèches de remaniement local. "Lamines" argileuses et anhydritiques semblent s'agencer en microséquences élémentaires (explication : Pl. III-2 et 3). Le développement de nodules anhydritiques commence à s'y manifester, annonçant les faciès du sommet de séquence.

2 - *Argilites noires, gris-noir ou grises* (ce terme peut manquer).

3 - *Anhydrite litée massive, ou massive*, souvent convolutive (Pl. V-1), constituée par des nodules d'anhydrite granulaire dans une matrice d'argilite gris-noirâtre (Pl. III-4). La coalescence de ces nodules donne à ce lithofaciès son aspect massif.

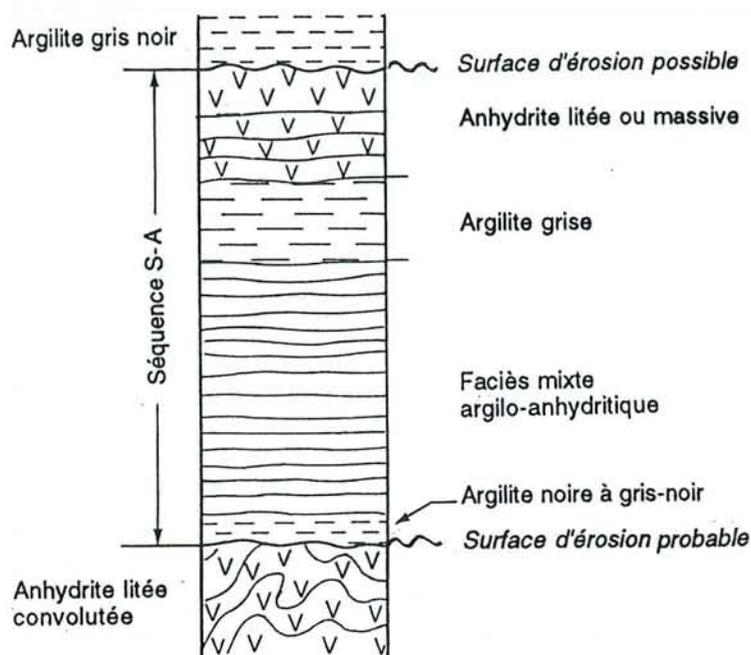


Fig. 8 - La séquence-type S.A.

Ce type de séquence se repère facilement par le caractère finement lité des alternances argilites - anhydrites qu'on ne retrouve pas dans les autres.

b) - Séquences-types S-B1 et S-B2 (fig. 9)

La séquence-type S-B1 est constituée du bas vers le haut, par :

- 1 - *Argilite gris foncé, grise ou gris-verdâtre*, litée ou massive, peu ou non sulfatée.
- 2 - Dans cette argilite apparaissent des *lentilles aplaties de nodules anhydritiques* en position dispersée. Leur nombre augmente progressivement vers le haut. Une coloration légèrement rougeâtre peut exister à ce niveau.
- 3 - *Anhydrite nodulaire mosaïque* (chicken-wire), passant parfois à l'*anhydrite massive* (Pl. VII, 1 et 3).

La séquence-type S-B2 comporte de bas en haut :

- 1 - *Argilite gris foncé ou grise*, peu ou non sulfatée.
- 2 - *Argilite grise ou gris-verdâtre*, avec l'apparition de quelques larges fissures à remplissage d'anhydrite orangée.
- 3 - *Argilite marmorisée*, soit gris-verdâtre tachetée de rouge, soit rouge tachetée de gris verdâtre.
- 4 - *Argilite rouge ou chocolat* renfermant souvent des nodules anhydritiques, généralement petits, mais pouvant atteindre plusieurs centimètres ; ces nodules sont à bords nets et se détachent facilement de la matrice argileuse. Un réseau de larges fissures, plus développé que dans l'argilite grise, recoupe et parfois disloque la matrice argileuse.

Ces deux types de séquences diffèrent nettement par leur lithologie (sulfates bien représentés dans l'un, argilites très dominantes dans l'autre) et la couleur de leurs argilites (à peu près totalement grises pour l'un, grises, vertes et rouges pour l'autre). Pour autant, ils sont étroitement associés l'un à l'autre ainsi que le montrera l'étude de leur répartition (*cf.* ci-dessous, § C).

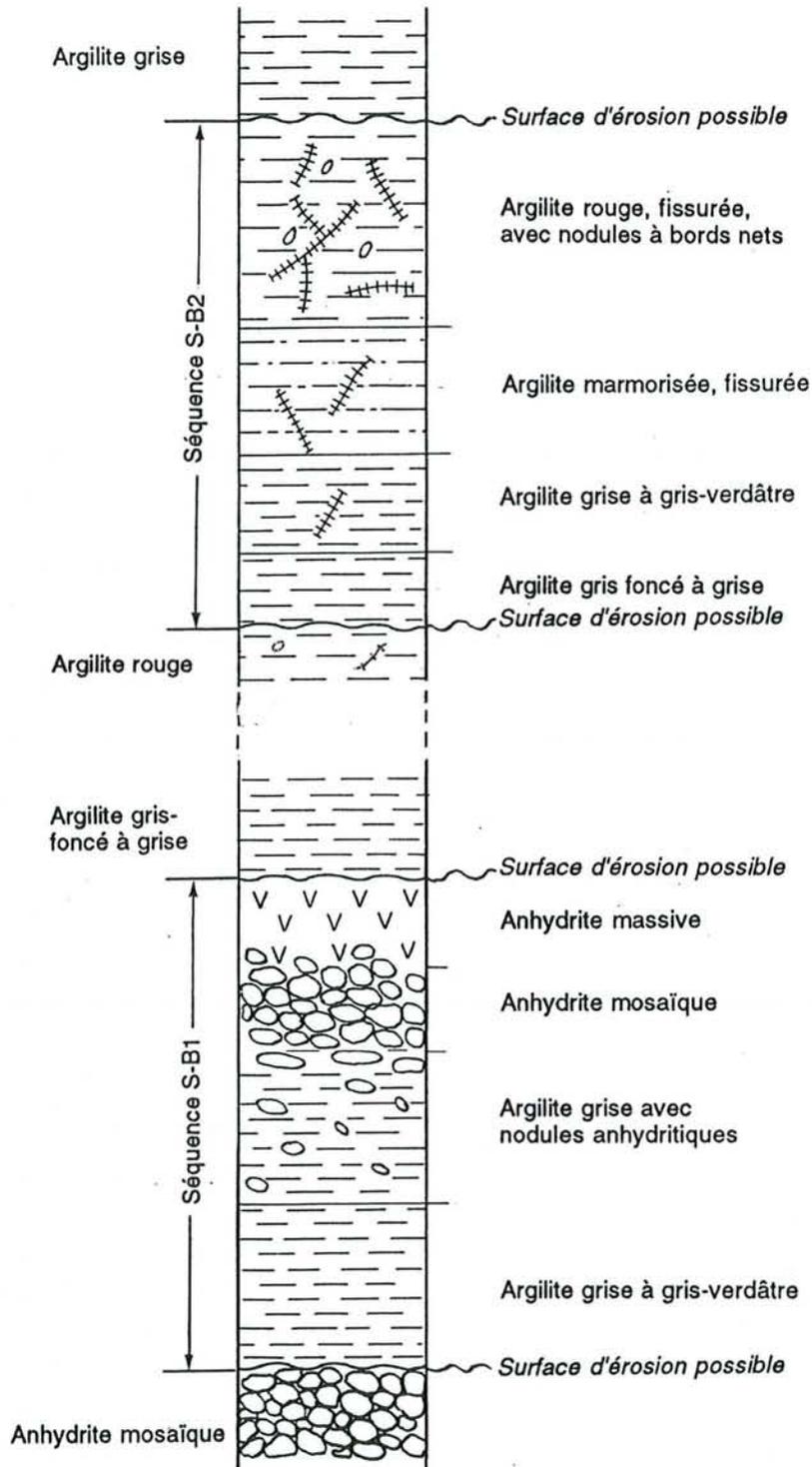


Fig. 9 - Les séquences-types S-B1 et S-B2.

c) - Séquence-type S-C (fig. 10).

La séquence-type S-C est formée par la succession suivante :

- 1 - *Brèche ou microbrèche anhydritique* à ciment argileux noir ou gris-noir (Pl. VIII).
- 2 - *Argilite grise ou gris noirâtre* souvent silteuse.
- 3 - *Anhydrite litée* (lits millimétriques à centimétriques, de structure variée (mosaïque, entérolithique, massive), en alternance avec des lits d'argilite anhydritique gris-noirâtre à petits nodules ou taches millimétriques d'anhydrite.
- 4 - *Anhydrite nodulaire mosaïque* (chicken wire) (Pl. VI-1), qui passe parfois à l'*anhydrite massive*.

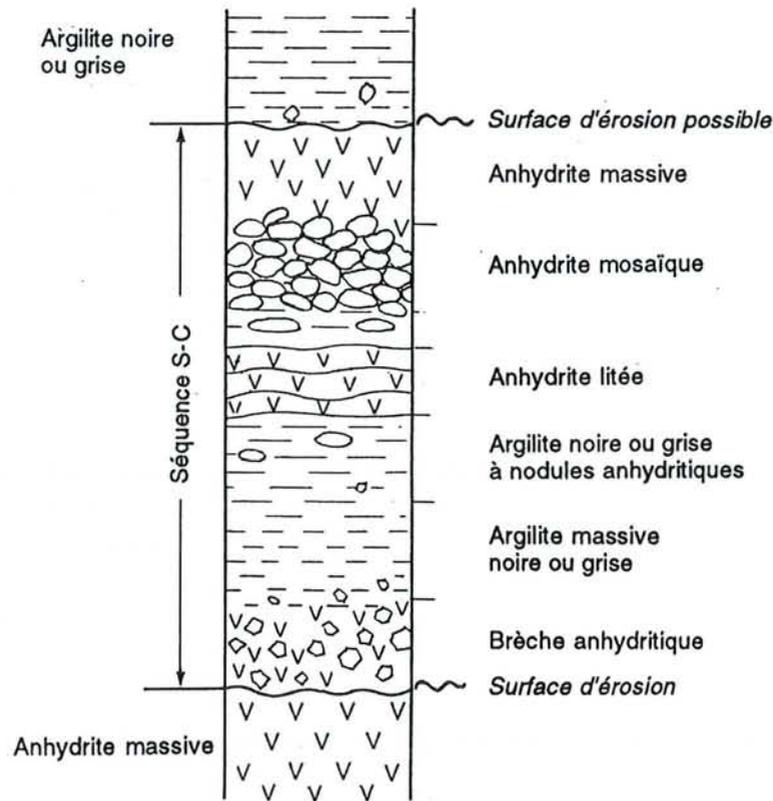


Fig. 10 - La séquence-type S-C.

Ce type de séquence se caractérise par ses faciès bréchiques et la couleur noire ou gris sombre de ses argilites.

B - LES SÉQUENCES RÉELLES

Dans les séquences réelles, la succession des faciès n'est pas toujours aussi complète que dans les séquences-types. Un terme de base ou de sommet, voire intermédiaire, peut être peu représenté ou même manquer, et l'évolution normale de la séquence subir des oscillations se traduisant par des répétitions de faciès. Il existe

enfin des séquences dont les caractéristiques sont intermédiaires entre celles des types définis ci-dessus.

Le repérage sur les carottes de sondage des limites entre les séquences est, selon les cas, plus ou moins délicat. Il n'y a généralement pas de problème quand les faciès en contact sont lithologiquement très différents : une anhydrite massive et une argilite par exemple pour des séquences de type S-A ou S-B1. Un changement brutal de couleur des argilites (gris sur rouge) est aussi un bon critère pour limiter une séquence S-B2. Mais il faut être attentif quand une séquence S-C débute par une brèche anhydritique qui à première vue ressemble assez à l'anhydrite qu'elle surmonte (et dont elle peut provenir par remaniement intraformationnel).

Le repérage et l'examen des limites entre séquences est fréquemment compliqué par les cassures qui se produisent à leur niveau, souvent plus fragile, lors de l'obtention et de la manipulation des carottes.

Un autre problème est celui de l'importance sédimentologique de ces limites, compte-tenu du fait que, dans le meilleur des cas, le faible diamètre des carottes n'en donne qu'une image très partielle. Il peut s'agir, en théorie, d'un changement de faible importance dans les conditions de sédimentation, ou au contraire d'une forte discontinuité durant laquelle bien des phénomènes peuvent se produire (émersions, phénomènes diagénétiques, érosions, etc ...).

Dans les planches qui illustrent des successions de séquences, l'attribution de ces limites à des "surfaces d'érosion" a ainsi été restreinte aux cas pour lesquels certains critères permettaient d'avancer cette interprétation. Le plus probant est naturellement l'observation indubitable de petits ravinements, ce qui est plutôt rare. En revanche, le remaniement intraformationnel des couches de sommet de séquence est assez fréquent ; il se traduit par la présence d'intraclastes à la base de la séquence suivante, qui peuvent être suffisamment nombreux pour former de véritables lits bréchiques ou microbréchiques.

C - LA RÉPARTITION DES SÉQUENCES

Les planches X à XII sont des photographies de carottes provenant du sondage CB1 et d'autres sondages voisins (fig. 5). Ces illustrations sont destinées à montrer :

- les variations des séquences réelles par rapport à la séquence-type ;
- l'enchaînement des séquences ;
- leur similitude pour un niveau stratigraphique donné, au moins à l'échelle d'une petite région de l'ordre de 25 km².

a) - La partie inférieure des Marnes à anhydrite

Dans le sondage CB1, trois séquences S-A, dont deux relativement puissantes se succèdent à la base, avec leur faciès mixte caractéristique. La troisième s'intercale dans quatre séquences, sans faciès mixte, avec des argilites moins sombres et plus massives et des anhydrites litées, puis mosaïque, qui sont en définitive proches des séquences de type S-B1.

La planche X-1 illustre une séquence épaisse (1,40 m) de type S-A vers la base des Marnes à anhydrite dans le sondage SG 26 de Genneloncourt.

Le faciès mixte en constitue l'essentiel, avec alternance de zones plus argileuses ou plus sulfatées. Dans son tiers supérieur, le litage devient moins régulier et les niveaux anhydritiques prennent de l'importance en nombre et en épaisseur. La séquence s'achève avec une anhydrite litée massive à structure fortement convolutive (*cf.* microphotographie Pl. V-1) avec des passées, ici plutôt restreintes, d'anhydrite rouge. C'est le niveau repère du "gypse corail" des sondeurs, présent dans toute la région d'exploitation du gisement salifère, en particulier dans le sondage CB1 et ceux de Lenoncourt (Hilly et Marchal, 1991).

Cette séquence repose sur l'anhydrite mosaïque et litée du sommet de la précédente. Elle est surmontée par les argilites noires de base de la suivante.

b) - La partie moyenne des Marnes à anhydrite

Elle débute avec une séquence "intermédiaire" de plus de 2 mètres, avec une dernière fois le faciès mixte à la base, surmonté par des argilites grises à nodules anhydritiques dispersés, puis par des argilites marmorisées et rouges. Ces deux derniers faciès sont ceux d'une séquence S-B2. Les 11,50 mètres restant se répartissent en une quinzaine de séquences d'épaisseur inégales. Ce sont des séquences S-B1, presque toujours comprises entre deux séquences S-B2, et des séquences S-B2 qui parfois se superposent à deux ou trois.

On a toutefois des alternances S-B1 - S-B2 qui se répètent quatre ou cinq fois de suite, et qui sont trop systématiques pour être l'effet du hasard. Il est possible d'envisager que ces deux types de séquences peuvent s'enchaîner l'un à l'autre et ne constituer dans ce cas qu'une seule grande séquence S-B, des argilites grises de base aux argilites rouges du sommet, en passant par les faciès anhydritiques.

Les carottes des planches XI et XII proviennent des mêmes niveaux dans le sondage CB 4 de Cerville-Buissoncourt et celui d'Erbéville. Les séquences S-B1 et S-B2 y sont associées comme dans CB1.

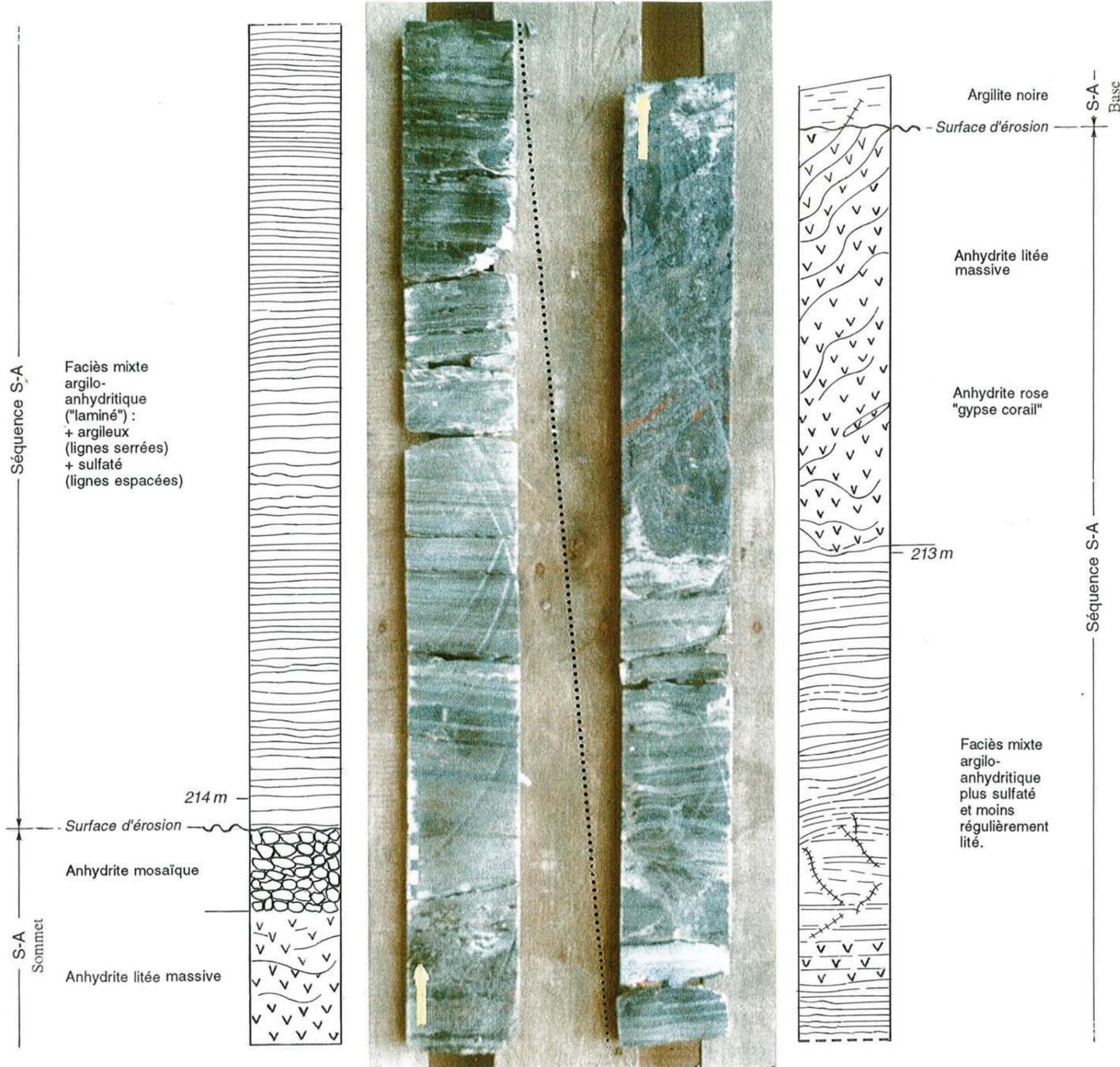
Dans la carotte de gauche de la planche XI, la coupure entre une séquence S-B2 (argilite rouge) et une séquence S-B1 (argilite gris-verdâtre) est brutale. Il n'est pas de même pour la séquence centrale de la carotte de droite. Elle débute comme une séquence S-B2, avec toutefois un fort développement de nodules anhydritiques dans les argilites chocolat, et se poursuit, par l'intermédiaire d'une argilite marmorisée, comme une séquence S-B1 jusqu'au niveau anhydritique terminal. La même disposition se retrouve dans la carotte de droite de la planche XII. La limite S-B2 - S-B1 serait plus nette dans la carotte de gauche dont la séquence supérieure S-B1 contient des argilites marmorisées.

Ces observations soulignent la liaison étroite qui existe entre les séquences S-B1 et S-B2, l'alternance se réalisant brusquement ou progressivement.

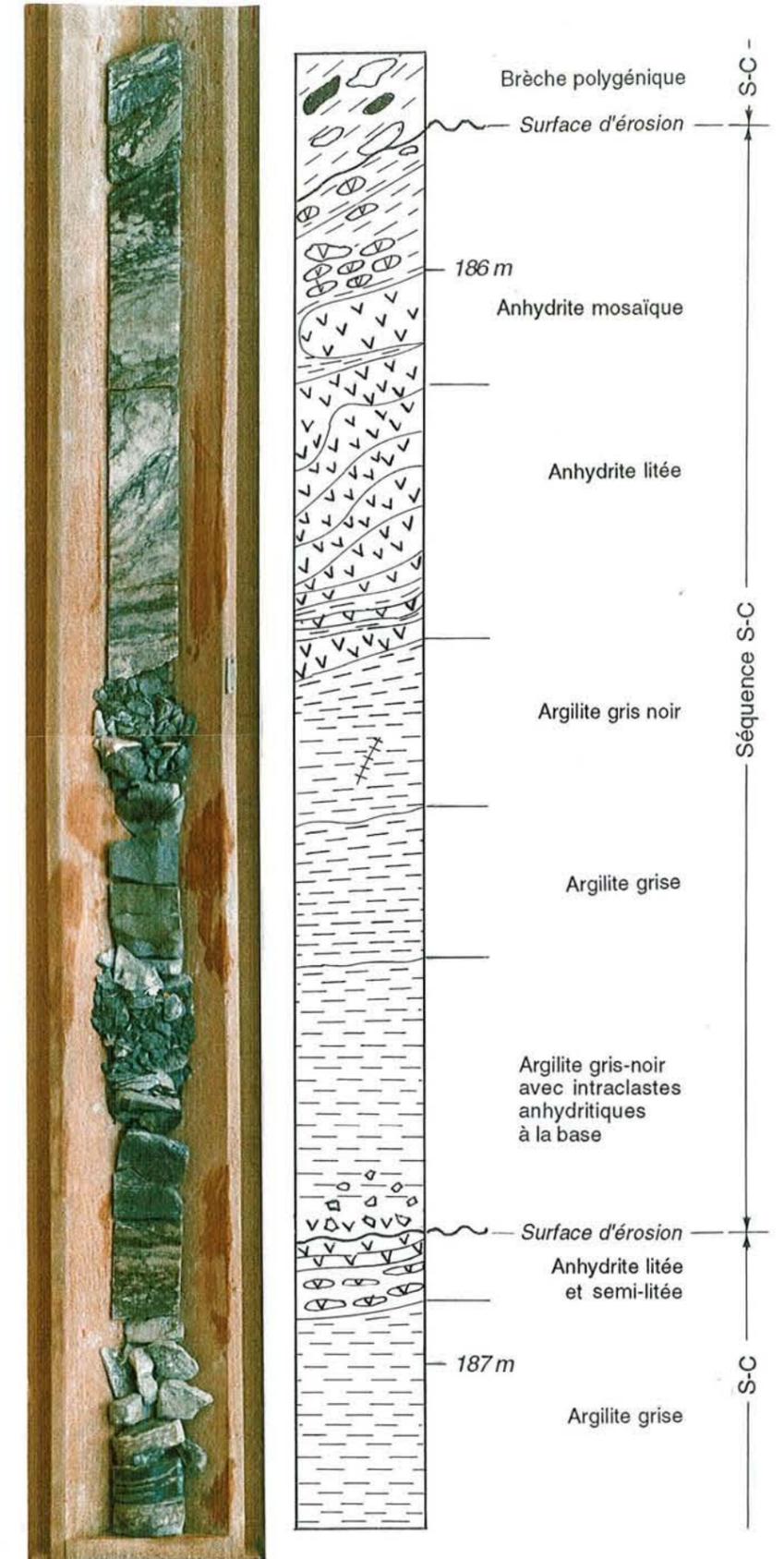
Noter aussi l'importance des réseaux des fissures qui fragmentent les argilites gris-verdâtre et rouges. Leur remplissage est anhydritique.

c) - La partie supérieure des Marnes à anhydrite

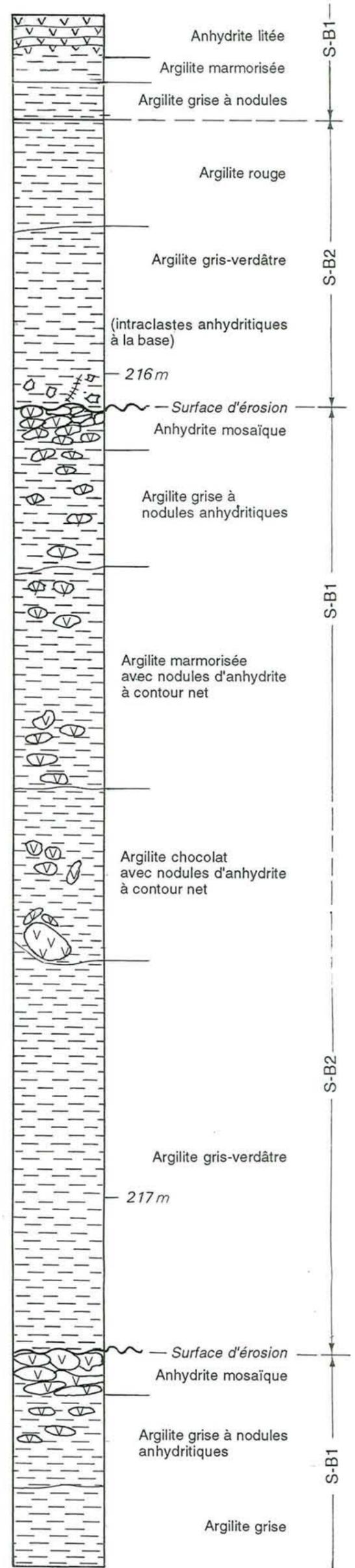
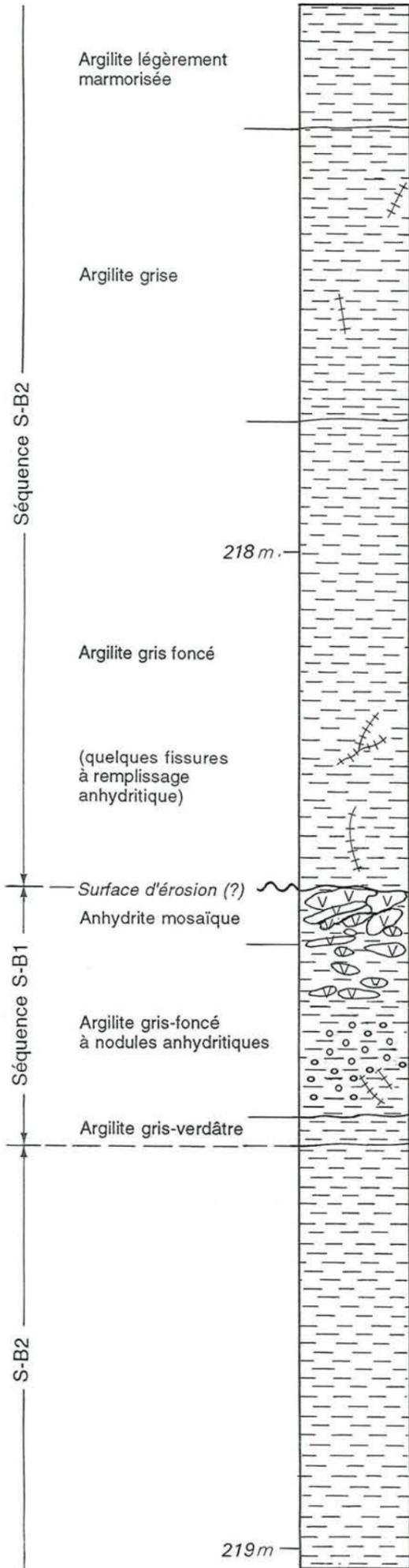
Les deux premiers mètres sont marqués par le retour momentané des argilites noires, précédées et suivies par des argilites grises. Les brèches anhydritiques et les anhydrites litées mosaïque permettent d'y repérer trois séquences de type S-B1 et S-C. Une première récurrence, sur quatre mètres, des faciès versicolores (plus marmorisés que franchement rouges) s'agence en une séquence S-B1 et en quatre S-B2. La même alternance se répète ensuite avec des faciès gris, noirs et gris (sur 2,30 m), suivis de la dernière récurrence versicolore (sur deux mètres).



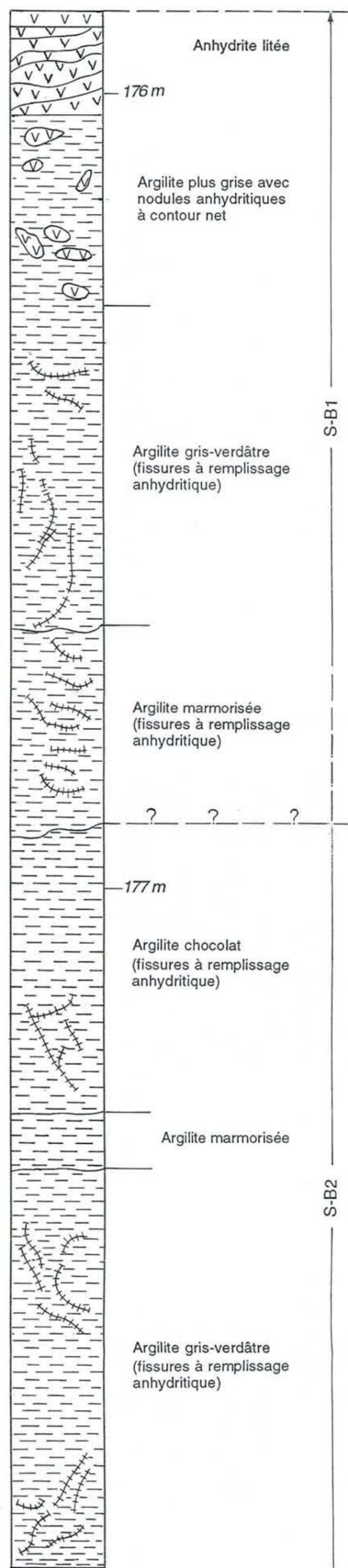
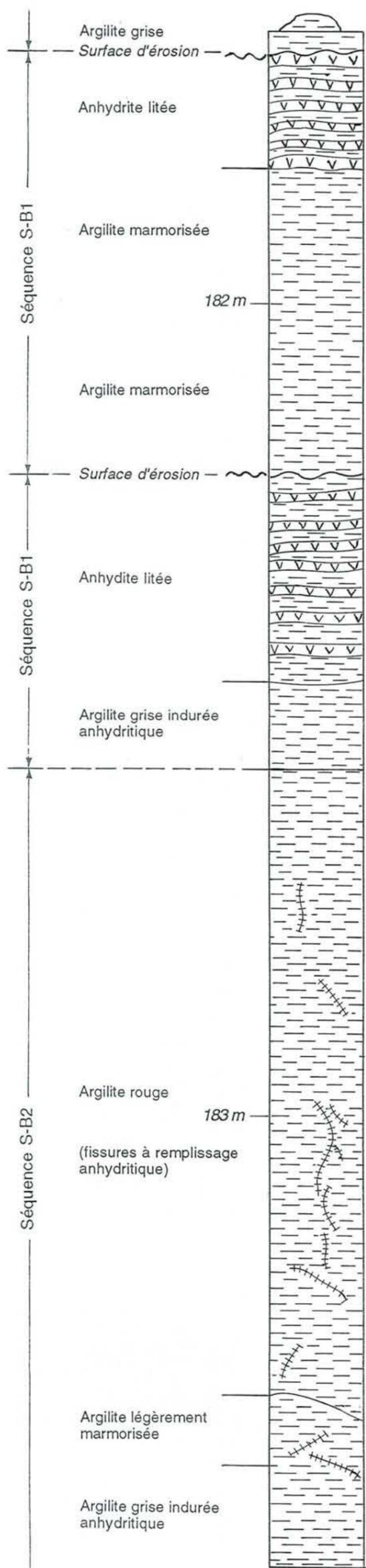
Pl. X-1 - Séquences S-A dans une carotte du sondage SG26 de Gellenoncourt.
(Voir pp. 55 et 56)



Pl. X-2 - Séquences S-C dans une carotte du sondage CB 1 de Cerville - Buissoncourt.
(Voir p. 57)



Pl. XI - Associations de séquences S-B1 et S-B2 dans deux carottes du sondage CB 4 de Cerville - Buissoncourt. (Voir p. 56)



Pl. XII - Associations de séquences S-B1 et S-B2 dans deux carottes du sondage d'Erbéviller.

(Voir p. 56)

Le reste des Marnes à anhydrite (13,25 m) est formé d'une dizaine de séquences épaisses, certaines pouvant dépasser deux mètres. On observe dans cette série les mêmes passages, à trois reprises, entre les faciès gris et noirs. Les séquences inférieures sont à rapprocher du type S-B1, et les supérieures du type S-C, avec l'importance grandissante des faciès bréchiques. La carotte de la planche X-2 (sondage CB 1) provient de ces niveaux.

L'aspect de la carotte est bien caractéristique, avec certaines argilites non sulfatées très friables et des niveaux anhydritiques au contraire très indurés. Ceux-ci, qui donnent sur le log de γ Ray les baisses importantes de la radioactivité, sont en fait composites, formés par la superposition d'argilites très anhydritiques, d'anhydrites nodulaires et de brèches anhydritiques de remaniement.

Cet inventaire de séquences avait pour objet premier de les dénombrer (une quarantaine) et de préciser leur distribution dans les trois parties des Marnes à anhydrite. Il a en plus permis de montrer que les caractères spécifiques des types de séquence proposés n'excluaient pas certaines similitudes (S-A et S-C), des associations constantes (S-B1 et S-B2) et l'existence de termes intermédiaires, qui doivent traduire les oscillations et les évolutions progressives entre des paléoenvironnements différents.

ANNEXE

COUPE DÉTAILLÉE DE CB1

Cotes (en m)	Épaisseur	Lithologie
226,75		<i>Limite inférieure des Marnes à anhydrite</i>
226,75 - 226,34	41 cm	Argilite grise à gris foncé, laminée, en alternance avec des lamines, parfois discontinues, d'anhydrite gris-blanchâtre, d'épaisseur variable (de 1 à 15 mm) (faciès mixte). Les lamines argileuses sont parfois composées de microlamines inframillimétriques qui se distinguent par leur couleur alternativement grise et gris-noirâtre. Ce lithofaciès à dominante argileuse à la base devient plus sulfaté au sommet.
226,34 - 226,09	25 cm	Sel gris à gris sombre à la base, lité en minces séquences de l'ordre du cm (films anhydritiques de 1 mm à 1 cm, de couleur blanche ou grisâtre). La partie supérieure est en sel clair blanchâtre.
226,09 - 225,50	59 cm	Argilite gris foncé, laminée (comme ci-dessus), avec des cristaux de halite phénoblastique. Les lamines sulfatées augmentent en nombre du bas vers le haut (faciès mixte).
225,50 - 224,94	56 cm	Argilite gris foncé, laminée irrégulièrement, dans laquelle les lamines sulfatées sont peu abondantes.
224,94 - 224,70	24 cm	Anhydrite litée massive, à structure entérolithique déformée et contournée (en forme de S). Les lits sont parfois cassés et déchiquetés. La matrice est de l'argilite noire. Ce lithofaciès est caractérisé par la présence d'anhydrite rouge-orangé. C'est le "gypse corail" des sondeurs qui est considéré comme un niveau repère annonçant l'entrée dans la première unité salifère. Le sommet de ce lithofaciès est marqué par une surface d'érosion.

224,70 - 224,50	20 cm	Argilite noire massive pseudo-bréchique avec un réseau de très fines fissures remplies d'anhydrite.
224,50 - 224,32	18 cm	Anhydrite litée massive. La matrice est de l'argilite noire.
224,32 - 224,04	28 cm	Argilite noire pseudo-bréchique (comme ci-dessus).
224,04 - 223,88	16 cm	Anhydrite gris-blanchâtre litée, en lits de 1 à 2 cm d'épaisseur, alternant avec des lits millimétriques d'argilite gris foncé.
223,88 - 223,46	42 cm	Argilite grise à gris foncé, laminée, en alternance avec des lamines d'anhydrite gris-blanchâtre (faciès mixte).
223,46 - 223,35	11 cm	Argilite grise.
223,35 - 223,25	10 cm	Anhydrite litée massive à structure entérolithique. Ce lithofaciès se termine par une surface d'érosion.
223,25 - 223,17	8 cm	Argilite noire massive.
223,17 - 223,07	10 cm	Argilite grise à fissures remplies d'anhydrite.
223,07 - 223,01	6 cm	Anhydrite nodulaire mosaïque (chicken-wire), dans une matrice d'argilite grise. Les nodules sont partiellement silicifiés. Ce lithofaciès se termine par une surface nette qui peut être une surface d'érosion.
223,01 - 222,97	4 cm	Argilite grise.
222,97 - 222,35	62 cm	Argilite noire avec des passées d'anhydrite en minces lits discontinus.
222,35 - 222,12	23 cm	Anhydrite nodulaire à structure mosaïque, dans une matrice d'argilite grise. Ce lithofaciès se termine par une surface d'érosion.
222,12		<i>Limite entre les parties inférieure et moyenne des Marnes à anhydrite</i>
222,12 - 221,97	15 cm	Argilite marmorisée. En remontant la série, c'est la <i>première apparition de la couleur chocolat</i> qui détermine la limite entre les parties inférieure et moyenne des Marnes à anhydrite.
221,97 - 221,80	17 cm	Argilite grise massive avec des nodules d'anhydrite au sommet. Ce lithofaciès se termine par une surface d'érosion.
221,80 - 221,70	10 cm	Argilite noire avec des petits fragments d'anhydrite.
221,70 - 221,33	37 cm	Argilite gris foncé, laminée, en alternance avec des lamines anhydritiques (faciès mixte).
221,33 - 220,82	51 cm	Argilite grise avec des nodules d'anhydrite dispersés.
220,82 - 220,60	22 cm	Argilite grise massive légèrement marmorisée, avec des fissures remplies d'anhydrite.
220,60 - 220,40	20 cm	Argilite grise.
220,40 - 219,62	78 cm	Argilite marmorisée avec nodules anhydritiques aplatis et quelques fines fissures remplies d'anhydrite.
219,62 - 219,50	12 cm	Argilite rouge massive avec petits nodules anhydritiques à contour net.

219,50 - 219,24	26 cm	Argilite grise.
219,24 - 218,80	44 cm	Argilite grise avec nodules anhydritiques dont le nombre augmente du bas vers le haut.
218,80 - 218,60	20 cm	Anhydrite nodulaire à structure mosaïque, dans une matrice d'argilite grise.
218,60 - 218,29	31 cm	Argilite gris-verdâtre à granulométrie fine.
218,29 - 218,15	14 cm	Argilite grise marmorisée avec des nodules d'anhydrite.
218,15 - 218,00	15 cm	Argilite gris-verdâtre.
218,00 - 217,90	10 cm	Anhydrite nodulaire à structure mosaïque dans une matrice argileuse grise.
217,90 - 217,60	30 cm	Argilite gris-verdâtre, à granulométrie fine.
217,60 - 217,50	10 cm	Argilite rouge massive, à grosses fissures remplies d'anhydrite fibreuse.
217,50 - 217,15	35 cm	Argilite grise massive à nodules anhydritiques dont le nombre augmente du bas vers le haut.
217,15 - 216,90	25 cm	Anhydrite nodulaire à structure mosaïque, dans une matrice d'argilite grise.
216,90 - 216,75	15 cm	Argilite gris-verdâtre à granulométrie fine.
216,75 - 216,50	15 cm	Argilite grise massive avec fissures remplies d'anhydrite.
216,50 - 216,37	13 cm	Argilite grise marmorisée avec des nodules anhydritiques dispersés, à contour net.
216,37 - 216,08	29 cm	Argilite grise avec des nodules anhydritiques dispersés, et des fissures remplies d'anhydrite.
216,08 - 215,90	18 cm	Argilite gris-verdâtre à granulométrie fine.
215,90 - 215,75	15 cm	Argilite grise marmorisée avec nodules anhydritiques dispersés, à contour net.
215,75 - 215,35	40 cm	Argilite grise à nodules anhydritiques dont le nombre augmente du bas vers le haut.
215,35 - 215,25	10 cm	Anhydrite nodulaire à structure mosaïque.
215,25 - 215,15	10 cm	Anhydrite massive. Ce lithofaciès se termine par une surface d'érosion.
215,15 - 215,00	15 cm	Argilite grise avec des fissures remplies d'anhydrite.
215,00 - 214,50	50 cm	Argilite gris-verdâtre à granulométrie fine.
214,50 - 214,20	30 cm	Argilite rouge marmorisée massive, avec des fissures remplies d'anhydrite.
214,20 - 213,70	50 cm	Argilite gris-verdâtre à granulométrie fine.
213,70 - 213,48	22 cm	Argilite grise massive.

213,48 - 213,30	18 cm	Anhydrite nodulaire à structure mosaïque dans une matrice argileuse grise. Ce lithofaciès se termine par une surface d'érosion.
213,30 - 213,10	20 cm	Argilite grise massive avec des fragments anhydritiques.
213,10 - 212,65	45 cm	Argilite grise avec quelques nodules anhydritiques au sommet.
212,65 - 212,15	50 cm	Argilite rouge massive à anhydrite d'imprégnation, avec des fissures remplies d'anhydrite.
212,15 - 211,80	35 cm	Argilite rouge légèrement marmorisée.
211,80 - 211,60	20 cm	Argilite gris-verdâtre à granulométrie fine.
211,60 - 211,45	15 cm	Argilite grise avec quelques nodules anhydritiques.
211,45 - 211,30	15 cm	Argilite nodulaire à structure mosaïque, dans une matrice argileuse marmorisée.
211,30 - 211,10	20 cm	Argilite grise.
211,10 - 210,75	35 cm	Argilite rouge massive avec des petits nodules anhydritiques à contour net.
210,75 - 210,68	7 cm	Argilite marmorisée.
210,68 - 210,50	18 cm	Argilite grise massive.
210,50 - 210,40	10 cm	Anhydrite nodulaire à structure mosaïque.
210,40 - 210,06	34 cm	Argilite rouge massive, avec fissures remplies d'anhydrite.
210,06 - 209,80	26 cm	Idem, disloquée par le développement du remplissage anhydritique de larges fissures.
209,80 - 209,75	5 cm	Argilite grise.
209,75 - 209,65	10 cm	Argilite marmorisée.
209,65 - 209,60	5 cm	Argilite gris-verdâtre.
209,60 - 209,50	10 cm	Argilite rouge.
209,50 - 209,05	45 cm	Argilite marmorisée avec des fissures remplies d'anhydrite.
209,05 - 208,95	10 cm	Argilite rouge.
208,95 - 208,35	60 cm	Argilite marmorisée avec anhydrite d'imprégnation et des fissures remplies par de l'anhydrite fibreuse.
208,35 - 208,10	25 cm	Argilite grise.
208,10 - 207,95	15 cm	Argilite gris foncé.
207,95		<i>Limite entre les parties moyenne et supérieure des Marnes à anhydrite</i>
207,95 - 207,80	15 cm	Argilite gris-verdâtre à granulométrie fine.
207,80 - 207,50	30 cm	Argilite grise avec des nodules anhydritiques dispersés.
207,50 - 207,25	25 cm	Argilite gris-noirâtre avec des nodules anhydritiques dispersés.

207,25 - 206,75	50 cm	Argilite noire anhydritique avec anhydrite nodulaire et anhydrite d'imprégnation.
206,75 - 206,65	10 cm	Brèche anhydritique.
206,65 - 206,45	20 cm	Argilite noire à anhydrite d'imprégnation.
206,45 - 206,35	10 cm	Anhydrite nodulaire à structure mosaïque.
206,35 - 206,15	20 cm	Argilite noire.
206,15 - 205,80	35 cm	Anhydrite nodulaire litée dans une matrice d'argilite noire.
205,80 - 205,25	55 cm	Argilite grise massive avec des nodules anhydritiques à la base, et des fissures remplies d'anhydrite au sommet.
205,25 - 205,00	25 cm	Argilite marmorisée.
205,00 - 204,85	15 cm	Anhydrite nodulaire à structure mosaïque dans une matrice argileuse grise.
204,85 - 204,70	15 cm	Argilite grise avec des fissures remplies d'anhydrite.
204,70 - 203,90	80 cm	Argilite marmorisée avec des fissures remplies d'anhydrite.
203,90 - 203,50	40 cm	Argilite grise à anhydrite d'imprégnation, avec des fissures remplies d'anhydrite.
203,50 - 203,40	10 cm	Argilite grise avec de l'anhydrite fibreuse en lits parallèles au litage.
203,40 - 203,30	10 cm	Argilite marmorisée avec des nodules anhydritiques dispersés.
203,30 - 202,75	55 cm	Argilite marmorisée avec anhydrite d'imprégnation, et avec des nodules anhydritiques dispersés.
202,75 - 202,50	25 cm	Argilite grise avec nodules anhydritiques.
202,50 - 202,38	12 cm	Argilite rouge.
202,38 - 202,24	14 cm	Argilite grise avec nodules anhydritiques.
202,24 - 201,88	36 cm	Argilite marmorisée avec anhydrite d'imprégnation, et avec fissures remplies d'anhydrite.
201,88 - 201,50	38 cm	Argilite grise, avec des nodules d'anhydrite au sommet.
201,50 - 200,62	88 cm	Anhydrite gris-blanchâtre massive.
200,62 - 200,54	8 cm	Argilite grise à traces de marmorisation, avec des fissures remplies d'anhydrite.
200,54 - 200,32	22 cm	Argilite grise avec fissures remplies d'anhydrite.
200,32 - 200,00	32 cm	Argilite noire.
200,00 - 199,60	40 cm	Argilite noire avec des nodules anhydritiques.
199,60 - 199,22	38 cm	Argilite grise.
199,22 - 198,90	32 cm	Argilite grise à faible marmorisation, avec des fissures remplies d'anhydrite.

198,90 - 198,65	25 cm	Argilite rouge avec des fissures remplies d'anhydrite.
198,65 - 198,45	20 cm	Argilite marmorisée avec des nodules anhydritiques.
198,45 - 198,30	15 cm	Argilite gris-verdâtre.
198,30 - 198,05	25 cm	Argilite rouge.
198,05 - 198,00	5 cm	Argilite grise.
198,00 - 197,90	10 cm	Argilite rouge.
197,90 - 197,55	35 cm	Argilite marmorisée avec des nodules anhydritiques. Fin des niveaux d'argilites rouges ou marmorisées. <i>Fin des niveaux d'argilites rouges marmorisées.</i>
197,55 - 196,62	93 cm	Argilite gris-verdâtre à granulométrie fine.
196,62 - 196,20	42 cm	Argilite grise sans anhydrite, dans la partie inférieure, passant à de l'argilite à nodules anhydritiques à bords nets et se détachant de la matrice argileuse, dans la partie supérieure.
196,20 - 195,95	25 cm	Anhydrite nodulaire à structure mosaïque, dans une matrice argileuse grise.
195,95 - 195,50	55 cm	Argilite grise à anhydrite d'imprégnation.
195,50 - 195,30	20 cm	Argilite grise.
195,30 - 194,10	120 cm	Argilite grise avec des nodules anhydritiques aux bords nets, dont certains ont un aspect anguleux.
194,10 - 193,37	73 cm	Anhydrite nodulaire litée avec des passées centimétriques d'anhydrite litée massive.
193,37 - 193,12	25 cm	Argilite noire.
193,12 - 192,95	17 cm	Argilite gris-noirâtre.
192,95 - 192,75	20 cm	Argilite grise.
192,75 - 192,50	25 cm	Anhydrite nodulaire, en nodules isolés à la base et passant à une structure mosaïque au sommet.
192,50 - 192,10	40 cm	Argilite grise, avec nodules vers le haut.
192,10 - 191,85	25 cm	Anhydrite massive. Ce lithofaciès se termine par une surface d'érosion.
191,85 - 191,38	47 cm	Argilite grise avec des fissures remplies d'anhydrite.
191,38 - 190,60	78 cm	Argilite grise avec moins de fissures.
190,60 - 190,15	45 cm	Argilite grise sans fissures.
190,15 - 189,90	25 cm	Anhydrite nodulaire à structure mosaïque.
189,90 - 189,60	30 cm	Anhydrite nodulaire litée en alternance avec des lits anhydritiques de brèche de remaniement. Ce lithofaciès se termine par une surface d'érosion.
189,60 - 189,50	10 cm	Argilite noire avec brèches anhydritiques.

189,50 - 189,40	10 cm	Argilite noire.
189,40 - 188,90	50 cm	Anhydrite litée (comme ci-dessus).
188,90 - 188,70	20 cm	Argilite noire avec brèches anhydritiques.
188,70 - 188,50	20 cm	Anhydrite nodulaire à structure mosaïque dans une matrice d'argilite noire. Ce lithofaciès se termine par une surface d'érosion.
188,50 - 188,35	15 cm	Anhydrite litée massive dont les lits anhydritiques sont constitués par des brèches de remaniement.
188,35 - 188,10	25 cm	Argilite gris-noirâtre.
188,10 - 186,95	115 cm	Argilite grise à granulométrie fine.
186,95 - 186,87	8 cm	Anhydrite nodulaire semi-litée, puis litée. Ce lithofaciès se termine par une surface d'érosion.
186,87 - 186,83	4 cm	Argilite grise avec intraclastes anhydritiques.
186,83 - 186,63	20 cm	Argilite gris-noirâtre.
186,63 - 186,50	13 cm	Argilite grise.
186,50 - 186,35	15 cm	Argilite gris-noir.
186,35 - 185,85	50 cm	Anhydrite nodulaire litée, puis mosaïque, dans une matrice argileuse noire. Ce lithofaciès se termine par une surface d'érosion.
185,85 - 185,04	81 cm	Brèches polygéniques dans une argilite noire. Les brèches sont constituées par des fragments, millimétriques à décimétriques, d'anhydrite grise ou rougeâtre et d'argiles dolomitiques gris-verdâtre.
185,04 - 184,84	20 cm	Dolomie argileuse gris-verdâtre.
184,84 - 184,80	4 cm	Argilite noire.
184,80 - 184,30	50 cm	Anhydrite litée (comme ci-dessus).
184,30		<i>Limite supérieure des Marnes à anhydrite</i>
184,30 - 182,95	135 cm	Brèches anhydritiques dans une matrice d'argilite noire qui, en dépit de leur faciès sulfaté, doivent correspondre au banc de base des Grès à roseaux.

CHAPITRE VI

LES ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX ARGILEUX

1 - CARACTÉRISTIQUES DES MINÉRAUX ARGILEUX PRÉSENTS

A - L'ILLITE

L'illite est caractérisée par une séquence des réflexions harmoniques à 10 Å, 5 Å et 3,3 Å. Tous les intermédiaires existent entre des illites à pic aigu et des illites plus ou moins ouvertes, présentant différents taux d'interstratification smectitique. L'indice d'aigu "Ia" et les valeurs du rapport $I(5 \text{ Å}) / I(10 \text{ Å})$ (méthode d'Esquevin, 1969) ont conduit à différencier plusieurs variétés d'illites.

L'illite est sans doute le minéral le plus fréquent dans les sédiments triasiques; elle se trouve seule ou domine largement la chlorite dans le faciès détritique (par exemple dans les formations non évaporitiques comme les Marnes irisées moyennes). En revanche, elle ne dépasse pas 40 % pour les faciès évaporitiques dans lesquels les minéraux argileux magnésiens sont majoritaires.

L'illite ouverte apparaît dans les faciès de bordure (Lucas, 1962 ; Jarousse, 1978) et dans les séquences détritiques non évaporitiques de centre de bassin, alors que dans les séquences évaporitiques, sulfatées ou chlorurées, les feuillets de l'illite se sont refermés, "cicatrisés" par la récupération d'ions potassium perdus lors de l'altération continentale.

B - LES CHLORITES

Les chlorites sont caractérisées par une séquence des réflexions harmoniques 14 Å, 7,1 Å, 4,7 Å et 3,5 Å. D'après leur comportement aux rayons X, nous avons pu différencier deux types de chlorites :

- *La chlorite à pic plus ou moins aigu, très peu dégradée.* Ce type de chlorite est souvent associé à une illite, elle aussi très peu dégradée, dans les faciès argilo-gréseux (Grès à roseaux) à la base des Marnes irisées moyennes. Il est difficile de déterminer si ces minéraux peu dégradés sont le résultat d'un héritage direct à partir des massifs émergés et introduit dans le bassin par une sédimentation fluviale durant la mise en place du Grès à roseaux (Würster, 1964 ; Muller *et al.*, 1973) ; ou s'il s'agit comme pour les illites d'un "rajeunissement" ou d'une "cicatrisation" des réseaux argileux.

- *La chlorite à pic élargi.* Ce type de chlorite se trouve associé en proportions variables (jusqu'à 30 %) à l'illite ouverte. A certains niveaux des Marnes irisées moyennes, la dégradation de la chlorite s'accroît du bas vers le haut de la séquence. Les chlorites, quel que soit leur degré de cristallinité, ont montré souvent des pics pairs (7,1 Å et 3,5 Å) plus intenses que les pics impairs (14 Å et 4,7 Å). Ce qui suggère la présence d'une chlorite détritique riche en fer (Brindley, 1961 ;

Carroll, 1970). Les pourcentages de la chlorite ne dépassent pas 30 % dans les Marnes irisées moyennes, mais elle est très minoritaire (5 à 10 %) dans les Marnes irisées inférieures.

C - LES SMECTITES

Ce sont des minéraux gonflants à 17-18 Å au glycérol et s'écrasant à 10 Å après le chauffage à 490° C. D'après leur comportement aux rayons X, nous avons différencié trois variétés de smectites :

- La première est caractérisée par un pic intense à 17-18 Å. Il ne s'agit pas d'un interstratifié, mais d'une smectite bien individualisée.
- La deuxième présente sur le diagramme un palier vers 17 Å qui se confond avec le bruit de fond vers les petits angles. Il s'agit d'une smectite détritique dégradée.
- La troisième donne une bande de diffraction limitée entre 15,5 Å et 17 Å, ce qui indique la présence d'un mélange de smectite avec différentes sortes d'interstratifiés irréguliers chlorite-smectite.

Dans les séries étudiées, la smectite, en tant que minéral argileux bien individualisé, se trouve uniquement dans les Marnes à anhydrite ; par contre, dans les Marnes irisées moyennes, on trouve toujours des interstratifiés à illite-smectite, et parfois d'un faible pourcentage de smectite détritique très dégradée et difficile à reconnaître dans les diagrammes de rayons X.

Le caractère dioctaédrique des smectites alumineuses et le caractère trioctaédrique de la stévensite sont marquées par la raie (060).

- 1 - La stévensite : caractérisée par un paramètre de (060) = 1.52 Å C'est une smectite trioctaédrique de néoformation composée de magnésium et de silicium.
- 2 - La smectite alumino-ferrifère possède une raie (060) à 1,50 Å.

La smectite se forme préférentiellement dans des milieux ou profils pédologiques ou d'altération mal drainés (Millot, 1964 ; Trauth, 1977). Les édifices interstratifiés illite-smectite apparaissent ainsi comme les phases minérales intermédiaires dans la séquence d'altération des réseaux préexistants vers la smectite.

La smectite magnésienne présente dans les Marnes à anhydrite est d'origine authigénique. En effet, la présence dans certains échantillons d'une association argileuse composée exclusivement de smectite dominante bien cristallisée accompagnée par l'illite, elle aussi bien cristallisée, peut suggérer une néoformation de stévensite à partir de solutions interstitielles très concentrées en magnésium. Toutefois, il existe aussi d'autres explications, comme l'aggradation de smectites alumino-ferrifères vers des smectites magnésiennes dans un milieu riche en ions magnésium.

D - LES INTERSTRATIFIÉS ILLITE-SMECTITE

Ils sont caractérisés à l'essai naturel par un pic dissymétrique à 10 Å qui s'élargit vers les petits angles dans l'essai au glycérol et s'écrase à 10 Å par chauffage à 490° C. L'existence dans les essais glycolés d'un palier entre 10 Å et

14 Å indique la présence d'édifices phylliteux à taux d'interstratification et de régularité variable.

Le taux d'élargissement du pic à 10 Å dépend des pourcentages de feuillets de smectites par rapport à ceux de l'illite. Ces pourcentages vont de 90 % I - 10 % S à 20 % I - 80 % S ; ce dernier se comporte comme une vraie smectite (Reynolds et Hower, 1970).

Les interstratifiés illite-smectite ont été rencontrés uniquement dans les Marnes irisées moyennes. Ces associations argileuses à illite ouverte accompagnée par les interstratifiés illite-smectite ont été décrites dans les faciès détritiques de bordure de bassin (Lucas, 1962 ; Muller *et al.*, 1973 ; Jarousse, 1978).

E - LES INTERSTRATIFIÉS IRRÉGULIERS CHLORITE-SMECTITE

Ils sont caractérisés par un pic à 14 Å pour l'essai naturel ; ils s'élargissent vers 15,5 - 16,5 Å à l'essai au glycérol et s'écrasent à 12 - 12,5 Å au chauffage à 490° C.

F - L'INTERSTRATIFIÉ RÉGULIER CHLORITE-SMECTITE : LA CORRENSITE

De nombreuses versions ont été proposées à propos de la composition de la corrensite. L'une des plus récentes est celle du Committee of Nomenclature de la "Clay Mineral Society" (Bailey *et al.*, 1982). La corrensite serait une interstratification régulière de feuillets de chlorite trioctaédrique et de feuillets de smectite trioctaédrique ou de vermiculite trioctaédrique.

L'édifice est caractérisé par un pic à 14 Å (002) pour l'essai naturel ; il s'élargit vers 15,5 - 16,5 Å à l'essai au glycérol et s'écrase à 12 - 12,5 Å au chauffage à 490° C. Si le pic de surstructure (001), à 28 Å, n'est pas toujours visible, la présence d'autres pics, comme le (003) à environ 8 Å, est considéré comme un indice de l'existence de cet interstratifié régulier chlorite-smectite.

Les interstratifiés chlorite-smectite réguliers et irréguliers sont très fréquents, quoique en pourcentage variable, dans les Marnes irisées inférieures. En revanche, ils sont moins fréquents dans les Marnes irisées moyennes, malgré la ressemblance des faciès argileux bariolés dans les deux groupes.

G- LA PLYGORSKITE (ATTAPULGITE)

Elle est caractérisée par son premier pic à 10,4 Å qui ne change pas de position à l'essai glycolé, mais s'écrase à 10 Å au chauffage à 490° C. Le deuxième pic à 6,4 Å est nettement moins intense que le pic principal à 10,4 Å.

L'attapulгите apparaît dans deux échantillons (parmi cinq autres sélectionnés dans les Argiles de Chanville, à la base des Marnes irisées supérieures, donc au-dessus de la série étudiée ici). Elle ne dépasse pas 30 % du cortège argileux. Le reste est composé essentiellement par de l'illite bien cristallisée.

2 - ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX ARGILEUX ET LEURS CARACTÉRISTIQUES PRINCIPALES

Les résultats des analyses diffractométriques permettent d'identifier plusieurs associations de minéraux argileux (fig. 11).

A - ASSOCIATION DÉTRITIQUE A "ILLITE + CHLORITE"

Elle est caractérisée par (fig. 11-A) :

- la présence de minéraux argileux détritiques à différents stades d'altération ;
- une illite, toujours en position dominante, soit seule, soit accompagnée de chlorite dégradée en pourcentages variables ;
- un pourcentage variable en interstratifiés illite-smectite issus probablement de l'altération de l'illite ;
- la présence d'une chlorite détritique riche en fer (pics pairs plus intenses que les pics impairs) ;
- l'absence de minéraux argileux magnésiens.

B - ASSOCIATION D'ARGILES MAGNÉSIENNES DIVERSES ET D'ILLITE

Elle constitue le cortège argileux des parties moyenne et supérieure des Marnes à anhydrite. Cette association hétérogène, partiellement aggradée, est caractérisée par (fig. 11-B1 à B4) :

- un mélange de minéraux argileux magnésiens composés de smectites et d'interstratifiés irréguliers chlorite-smectite, formant 50 à 70 % du cortège argileux ;
- une illite, en général bien cristallisée, avec un pourcentage assez constant de 30 à 40 % ;
- une chlorite, très minoritaire (5 à 10 %).

A la différence de ceux de l'illite et de la chlorite, le pourcentage de chaque minéral argileux magnésien de cette association hétérogène est variable d'un échantillon à l'autre. C'est ainsi qu'on passe d'une association à smectite dominante à une autre à interstratifié chlorite-smectite dominante.

Cette association peut- être subdivisée en quatre sous-associations :

- B1 - (Smectite presque seule) + illite + chlorite
- B2 - (Smectite dominante + interstratifié C-S) + illite + chlorite
- B3 - (Interstratifié C-S dominant + smectite) + illite + chlorite
- B4 - (Interstratifié C-S presque seul) + illite + chlorite.

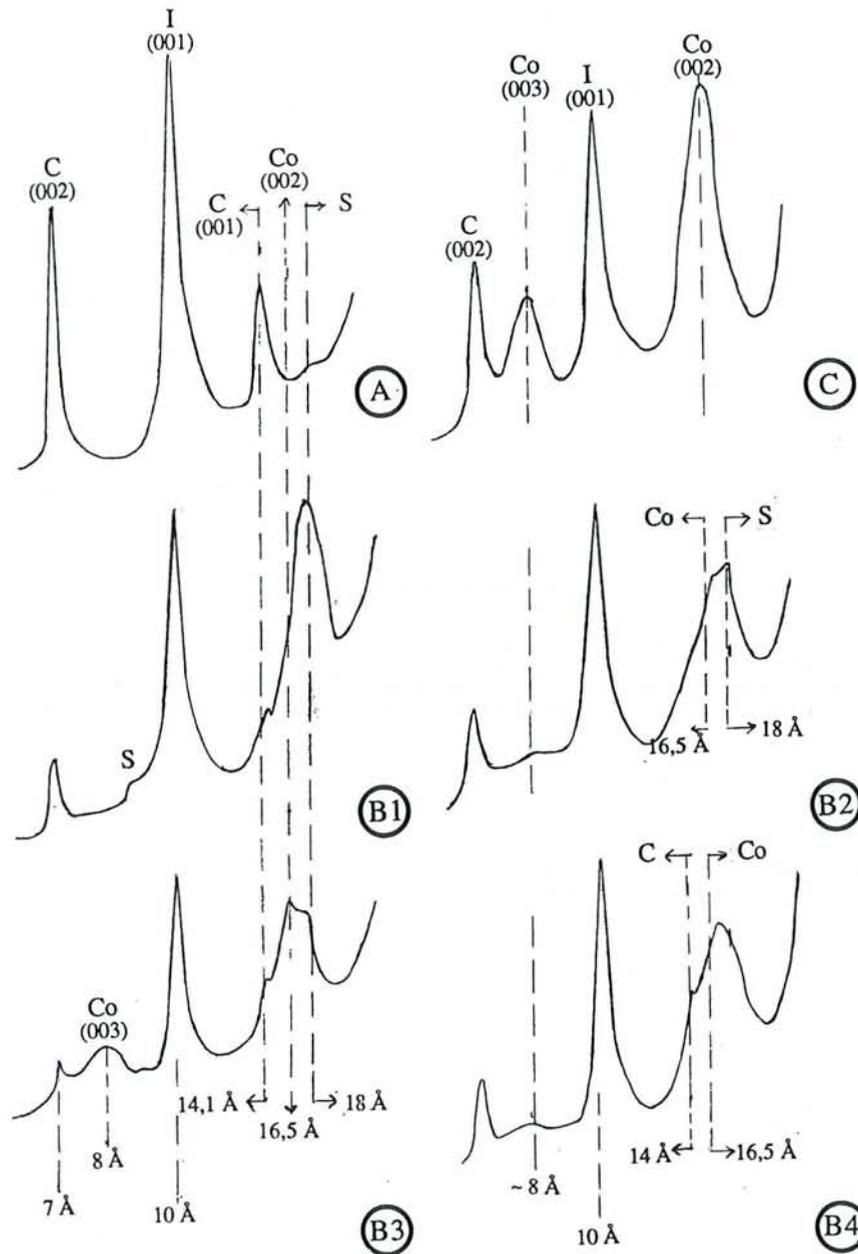


Fig. 11 - Diffractogrammes RX des associations de minéraux argileux dans les Marnes irisées inférieures

A - Association détritique à illite dominante + chlorite.

B - Associations de minéraux argileux à différents taux de transformation magnésienne.

B1 : Smectite seule + Interstratifiés Chlorite-Smectite + Illite + Chlorite..

B2 : Smectite dominante + Interstratifiés Chlorite-Smectite + Illite + Chlorite.

B3 : Interstratifiés irréguliers Chlorite-Smectite dominants + Smectite + Illite + Chlorite

B4 : Interstratifiés irréguliers Chlorite-Smectite seuls + Illite + Chlorite.

C - Association à corrensite + Illite + Chlorite.

C - ASSOCIATION À CORRENSITE

Elle se caractérise par (fig. 11-C) :

- une corrensite bien cristallisée dominant l'illite (50 à 70 %)
- une illite bien cristallisée (30 à 40 %)
- une chlorite très minoritaire (5 à 10 %)
- l'absence de smectite.

3 - GÉOCHIMIE DE LA PHASE ARGILEUSE

Étant donné la grande variété des faciès analysés, les résultats de l'analyse chimique globale ne reflètent pas les variations chimiques dues à l'évolution des minéraux argileux. On a déjà discuté (Chap. III-4) des méthodes utilisées pour déterminer les teneurs en éléments majeurs de la fraction argileuse. De ce fait, seuls les rapports entre les éléments majeurs (après la correction apportée aux teneurs en MgO pour tenir compte de la présence de carbonates magnésiens), ont été utilisés pour déterminer la variation chimique des minéraux argileux (Tabl. I).

A - RÉSULTATS

Le diagramme triangulaire Al_2O_3 , MgO et K_2O (fig. 12) fait apparaître les regroupements suivants :

- L'association A à illite dominante accompagnée d'un peu de chlorite, d'interstratifiés illite-smectite et de smectite, est caractérisée par des teneurs élevées en Al_2O_3 (58 à 66 %, exceptionnellement 73 %), et en K_2O (19 à 26 %), et faibles en MgO (8 à 22 %, exceptionnellement 4 %).
- Dans les associations B à minéraux argileux magnésiens, dans lesquelles le degré de la transformation magnésienne est tout à fait hétérogène d'un échantillon à l'autre, la composition chimique reflète, elle aussi, cette hétérogénéité de la transformation magnésienne. Pour la plupart des échantillons, le pourcentage de Al_2O_3 se situe entre 37 et 47 %, de K_2O entre 8 et 14 % et celui de MgO entre 41 et 53 %. Cinq échantillons, intermédiaires entre les nuages des associations B et A, portent ces pourcentages respectivement à 50 %, 18 % et 32 %.
- Dans l'association C à interstratifié chlorite-smectite régulier (corrensite), le pourcentage de Al_2O_3 est de l'ordre de 44 à 57 %, celui de K_2O se situe entre 6 et 14 % et celui de MgO entre 36 et 46 %.

La différence entre l'association A et l'ensemble des associations B et C est très nette. La première est caractérisée par un Al_2O_3 et un K_2O fort et un MgO faible. Ces teneurs sont manifestement liées à la présence de l'illite et de la chlorite détritiques. Le deuxième groupe est caractérisé par un MgO beaucoup plus fort et des Al_2O_3 et K_2O relativement faibles surtout pour ce dernier. Ces résultats traduisent bien la présence de minéraux argileux aluminomagnésiens ou magnésiens, comme la smectite et l'interstratifié chlorite-smectite. Dans ce second groupe, l'association B à smectite apparaît plus magnésienne que l'association C à corrensite. Cette richesse en magnésium est probablement liée à la présence de stévensite, smectite très magnésienne.

	Pourcentages sur roche totale											Pourcentages calculés		
	Cote	SiO2	Al2O3	Fe2O3	K2O	MgO	CaO	SO3	CO2 tot.	CO2 org.	CO2 min.	Anhydrite	Dolomite	Magnésite
MARNES IRISÉES MOYENNES	132,70	31,21	9,64	5,22	3,20	11,34	13,08	0,18	19,61	0,11	19,50	0,31	40,83	-
	132,93	51,74	17,74	4,41	5,29	4,63	1,06	1,35	0,35	0,26	0,09	2,30	0,19	-
	135,15	46,22	17,67	5,94	4,32	10,80	0,80	0,18	0,43	0,40	0,03	0,31	0,06	-
	144,20	43,35	12,96	5,73	2,59	18,23	0,72	≤ 0,10	0,25	0,22	0,03	≤ 0,17	0,06	-
	153,65	45,59	17,01	5,54	3,87	12,98	0,57	≤ 0,10	0,18	0,11	0,07	≤ 0,17	0,15	-
	161,45	33,77	10,51	2,89	2,98	7,44	13,64	11,18	8,33	0,22	8,11	19,01	16,98	-
	161,70	35,32	11,49	3,72	3,04	9,82	11,15	4,53	11,98	0,18	11,80	7,70	24,71	-
	167,20								41,54	1,87	39,67			-
	170,28	29,21	8,56	3,37	3,42	2,29	15,79	21,02	0,81	0,51	0,30	35,73	0,63	-
	171,00	24,85	9,00	3,50	3,19	3,70	17,87	24,78	1,06	0,40	0,66	42,13	1,38	-
	171,15	45,08	16,31	6,62	5,06	1,95	1,98	0,57	2,60	0,55	2,05	0,97	4,29	-
	171,60	52,51	15,26	6,97	4,91	5,07	0,76	1,06	0,54	0,26	0,28	1,80	0,07	0,48
	172,80	55,75	16,29	7,13	5,72	3,72	0,54	≤ 0,10	0,58	0,55	0,03	≤ 0,17	0,06	-
	176,40	55,33	16,46	7,54	6,60	3,69	0,50	0,15	0,77	0,59	0,18	0,26	0,38	-
	178,15	55,27	16,82	5,52	6,73	4,07	0,42	≤ 0,10	2,71	2,49	0,22	≤ 0,17	0,46	-
	181,30	46,35	13,53	4,62	5,53	6,32	5,48	0,89	10,76	2,38	10,39	1,51	15,93	5,33
	182,10	56,01	16,25	5,01	6,53	4,02	0,87	0,38	3,21	2,60	0,61	0,65	1,27	-
	183,68	18,98	5,51	1,73	2,40	1,61	26,43	37,05	1,12	0,84	0,28	62,98	0,58	-
	185,70	14,83	4,04	1,86	1,35	4,39	27,72	36,20	6,33	0,99	5,34	61,54	7,83	3,06
	186,65	22,95	6,64	3,46	1,59	16,31	16,17	1,45	24,86	0,48	24,38	2,48	49,89	1,07
187,50	47,31	14,74	5,26	6,11	8,65	2,10	0,26	4,01	1,69	2,95	0,44	6,18	-	

Tableau 1 (début) - Résultats des analyses chimiques d'échantillons du sondage CB 1 (des Marnes à anhydrite aux Argiles de Chanville).
Pourcentages calculés en anhydrite, en dolomite et en magnésite.

Cote	Pourcentages sur roche totale										Pourcentages calculés		
	SiO2	Al2O3	Fe2O3	K2O	MgO	CaO	SO3	CO2 tot.	CO2 org.	CO2 min.	Anhydrite	Dolomite	Magnésite
189,50	16,68	5,53	2,02	1,35	6,02	23,37	32,21	3,66	1,65	2,01	54,76	2,70	1,38
191,27	47,15	14,26	5,47	5,34	10,96	1,57	0,57	4,00	1,98	2,02	0,97	3,85	0,34
193,10	40,56	11,51	4,31	3,48	17,61	0,91	0,12	11,51	1,36	10,15	0,20	2,70	16,78
194,20	12,16	4,02	1,41	0,97	6,41	26,95	38,92	3,12	0,66	2,46	66,16	-	4,71
195,25	32,64	10,03	4,54	2,99	22,63	0,45	0,63	13,01	0,51	12,50	1,07	0,03	23,91
198,70	30,02	9,47	5,46	2,45	15,63	8,39	9,16	5,04	0,22	4,82	15,57	6,52	3,28
198,90	35,83	11,55	4,74	2,96	20,61	1,44	0,21	9,15	0,62	8,63	0,36	4,24	12,45
200,40	26,27	6,37	2,52	2,02	18,85	9,49	12,90	14,52	0,51	14,01	21,93	1,51	25,46
200,70	15,71	4,42	1,45	1,08	7,04	23,96	32,65	3,23	1,03	2,20	55,50	3,65	0,69
201,50						1,54	2,52	9,25	0,59	8,66	4,29		
202,15	22,33	7,58	3,75	1,62	13,36	14,96	18,73	3,62	0,40	3,22	31,84	6,09	0,59
202,40	19,48	5,26	1,92	1,30	8,81	20,71	29,44	2,89	0,26	2,63	50,05	0,36	4,71
202,40								3,55	0,33	3,22			
204,50	22,68	7,90	3,78	1,79	12,37	14,75	18,10	3,61	0,18	3,43	30,77	6,84	0,31
204,50								3,72	0,18	3,54			
205,45	14,73	5,23	1,61	1,31	8,51	24,27	32,88	3,78	0,48	3,30	55,90	4,11	2,57
206,65	12,70	3,86	1,15	0,88	5,49	28,14	38,94	5,79	0,22	5,57	66,20	2,90	8,03
207,10	30,40	8,42	3,44	2,78	25,56	0,23	0,25	18,50	0,44	18,06	0,42	0,20	34,43
207,80	26,65	8,83	3,41	2,45	18,20	6,90	9,50	9,74	0,29	9,45	16,15	0,82	17,36
209,60	14,90	2,59	1,01	0,87	6,49	27,52	38,36	4,38	0,11	4,27	65,21	2,20	6,17
210,10	30,93	10,59	6,02	2,92	17,74	5,22	5,38	7,11	0,26	6,85	9,15	4,77	8,76

Tableau 1 (suite) - Résultats des analyses chimiques d'échantillons du sondage CB 1 (des Marnes à anhydrite aux Argiles de Chanville).
Pourcentages calculés en anhydrite, en dolomite et en magnésite.

Cote	Pourcentages sur roche totale										Pourcentages calculés		
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	CaO	SO ₃	CO ₂ tot.	CO ₂ org.	CO ₂ min.	Anhydrite	Dolomite	Magnésite
210,35	29,08	10,03	3,85	2,63	18,34	5,71	5,79	7,32	0,40	6,92	9,84	5,46	8,25
210,35	28,30	9,61	5,64	2,62	18,09	6,17	6,45	7,40	0,22	7,18	10,96	5,46	8,76
211,20	28,85	9,98	3,90	3,00	25,56	0,65	≤ 0,10	19,29	0,66	18,63	≤ 0,17	1,58	34,26
212,35	27,21	7,68	4,19	2,23	9,01	15,63	21,62	2,16	0,37	1,79	36,75	1,64	1,92
213,40	25,52	6,75	2,29	2,01	12,14	15,75	29,26	6,86	0,69	6,17	34,44	5,17	7,09
214,10	39,96	12,48	4,90	3,71	18,00	0,72	≤ 0,10	5,79	0,22	5,57	≤ 0,17	2,14	8,72
214,30	41,73	12,51	7,43	3,83	15,71	0,76	0,15	4,07	0,22	3,85	0,26	2,14	5,42
214,90	39,84	10,55	3,97	3,33	19,50	0,55	0,09	11,34	0,51	10,83	0,15	1,61	19,27
216,00	46,58	13,72	4,98	5,13	12,71	0,39	≤ 0,10	3,71	0,48	3,23	≤ 0,17	1,05	5,23
216,80	31,23	10,74	4,23	3,14	23,28	0,70	0,54	15,25	0,62	14,63	0,92	1,05	27,07
218,20	32,02	10,69	5,24	3,10	22,23	0,89	0,35	13,52	0,33	13,19	0,80	2,14	23,32
219,65	23,62	8,19	4,38	1,88	14,15	12,64	16,56	5,19	0,22	4,97	28,15	3,46	6,36
221,15	17,34	5,02	1,87	1,41	8,48	22,02	31,36	4,58	0,22	4,36	53,31	0,23	8,14
222,65	16,07	6,02	1,68	0,62	4,39	26,04	37,02	2,27	1,17	1,10	62,93	0,43	1,72
223,60	23,62	7,73	3,00	2,09	13,50	12,63	17,55	9,35	0,73	8,62	29,83	1,15	13,05
224,95	22,55	6,42	2,53	1,62	9,56	18,54	24,92	4,91	0,44	4,47	42,56	3,62	5,25
225,80	14,92	3,40	1,21	0,41	5,50	26,38	40,32	3,89	0,29	3,60	68,54	—	6,90
226,70	27,54	9,87	3,75	2,49	14,52	9,48	11,61	8,90	1,10	7,80	19,74	4,44	10,88

Tableau 1 (fin) - Résultats des analyses chimiques d'échantillons du sondage CB 1 (des Marnes à anhydrite aux Argiles de Chanville).
Pourcentages calculés en anhydrite, en dolomite et en magnésite.

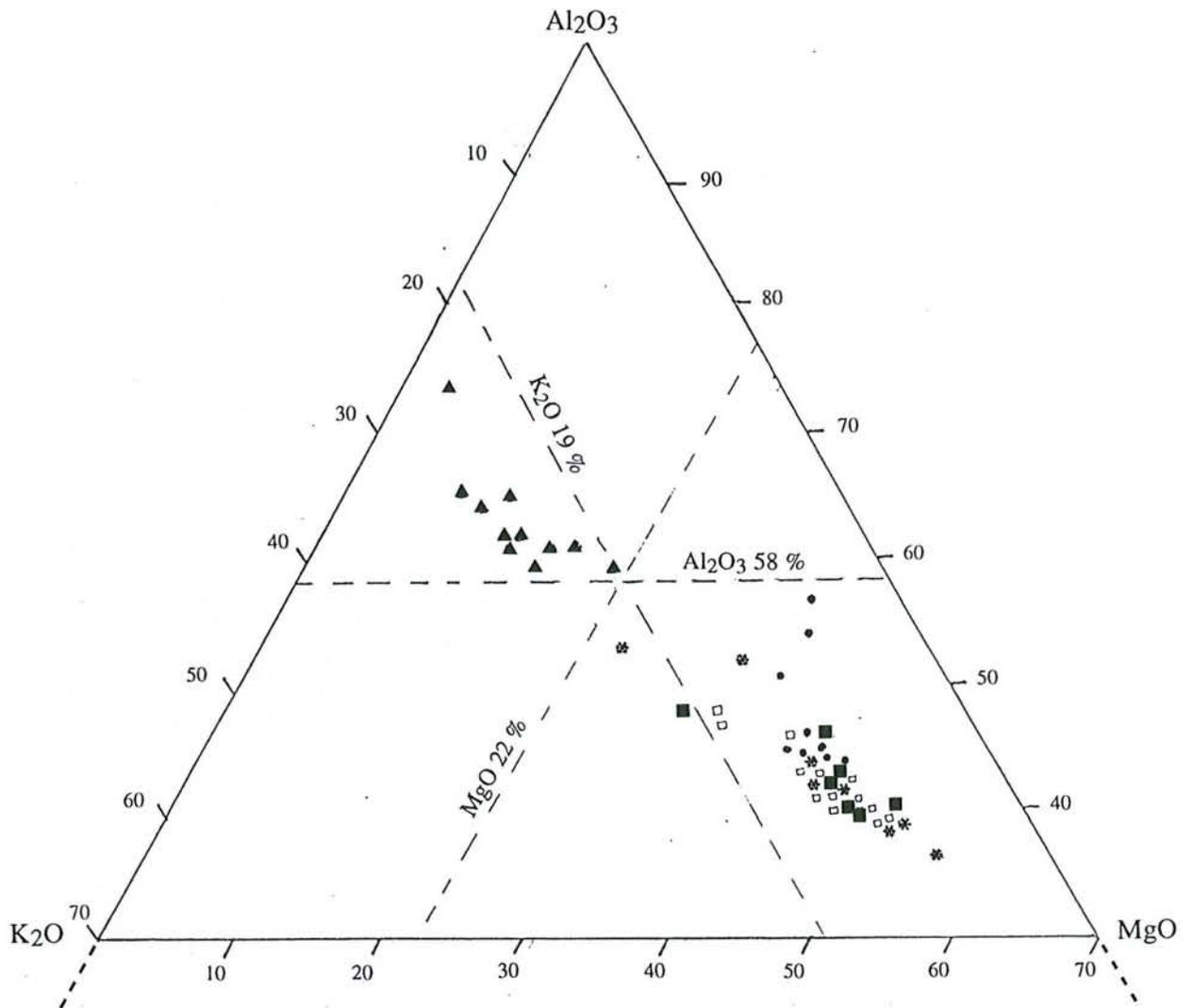


Fig. 12 - Diagramme Al_2O_3 , K_2O , MgO de la phase argileuse des Marnes à anhydrite et des Marnes irisées moyennes.

- ▲ Association A, détritique, à Illite + Chlorite.
- Associations B, à argiles magnésiennes :
 - B1, à Smectite seule + Illite + Chlorite
 - * B2, à Smectite dominante + Interstratifiés C-S + Illite + Chlorite
 - * B3, à Interstratifiés dominants + Smectite + Illite + Chlorite
 - B4, à Interstratifiés C-S presque seuls + Illite + Chlorite
- Association C, à Corrensite + Illite + Chlorite

Il faut aussi remarquer que très peu d'échantillons occupent dans le diagramme Al_2O_3 , K_2O , MgO une position intermédiaire entre celle des deux groupes. Seuls quelques échantillons du deuxième groupe sont concernés et présentent un pourcentage relativement fort en K_2O et comparable aux valeurs basses de l'association A ($\sim 20\%$ K_2O).

Le passage brutal des associations B et C à l'association A coïncide avec la limite lithostratigraphique séparant les Marnes à anhydrite (association B et C) et les Marnes irisées moyennes (association A). Pour cette dernière formation, les

feldspaths potassiques ont été détectés par diffraction des R-X dans tous les échantillons. Il faut prendre en compte ces feldspaths détritiques et les teneurs en K_2O ne sont donc pas attribuables aux seules phyllites.

Ce changement brutal est évidemment à mettre en rapport avec l'arrivée du matériel détritique argilo-gréseux du Grès à roseaux, formation fluviale qui prend en écharpe le bassin évaporitique (Würster, 1964 ; Palain, 1966).

Accessoirement, ce changement de la minéralogie et de la géochimie des argiles peut aider à placer la limite entre les Marnes irisées inférieures et moyennes lorsque le Grès à roseaux se présente, en dehors des zones chenalisées, sous un faciès essentiellement argileux. C'est aussi dans cet esprit que nous pensons attribuer au Grès à roseaux l'épais niveau de brèche anhydritique de base dont la matrice argileuse appartient à l'association A.

4 - RÉPARTITION DES ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX ARGILEUX

Les faciès et les associations de minéraux argileux ne sont pas liés ; des faciès différents renferment les mêmes minéraux argileux, et inversement. Par exemple, les interstratifiés à chlorite-smectite se trouvent associés à la fois aux halites, aux argilites litées sulfatées et aux argilites rouges. A l'inverse, les argilites bariolées dans les Marnes irisées moyennes sont tout à fait comparables, du point de vue lithologique, à celles qui se trouvent dans les Marnes irisées inférieures, et pourtant les deux groupes contiennent deux associations de minéraux argileux totalement différentes : alumino-potassiques dans les Marnes irisées moyennes et magnésiennes dans les Marnes irisées inférieures.

Si la distribution des minéraux argileux montre (fig. 13) une coupure minéralogique nette au niveau de la limite lithostratigraphique entre les Marnes irisées inférieures et moyennes, il est intéressant de suivre, à une échelle plus fine, les variations au sein de ces deux groupes, l'un détritique, l'autre aggradé.

A - DANS LES MARNES IRISÉES MOYENNES

Le cortège argileux de l'association a subi, dans cette formation, quelques variations liées à une dégradation plus ou moins avancée. C'est ainsi qu'on peut observer la succession, sur 1,65 m de carotte, d'une association à illite-chlorite peu dégradée, puis à illite ouverte accompagnée de chlorite dégradée, enfin d'un interstratifié illite-smectite et de smectite dégradée représentant le stade final de la dégradation continentale (fig. 14).

B - DANS LES MARNES IRISÉES INFÉRIEURES

Elles sont caractérisées par la présence dominante de minéraux argileux magnésiens à 14 Å (associations B et C). Toutefois, ceux-ci ne sont pas les mêmes dans tous les échantillons.

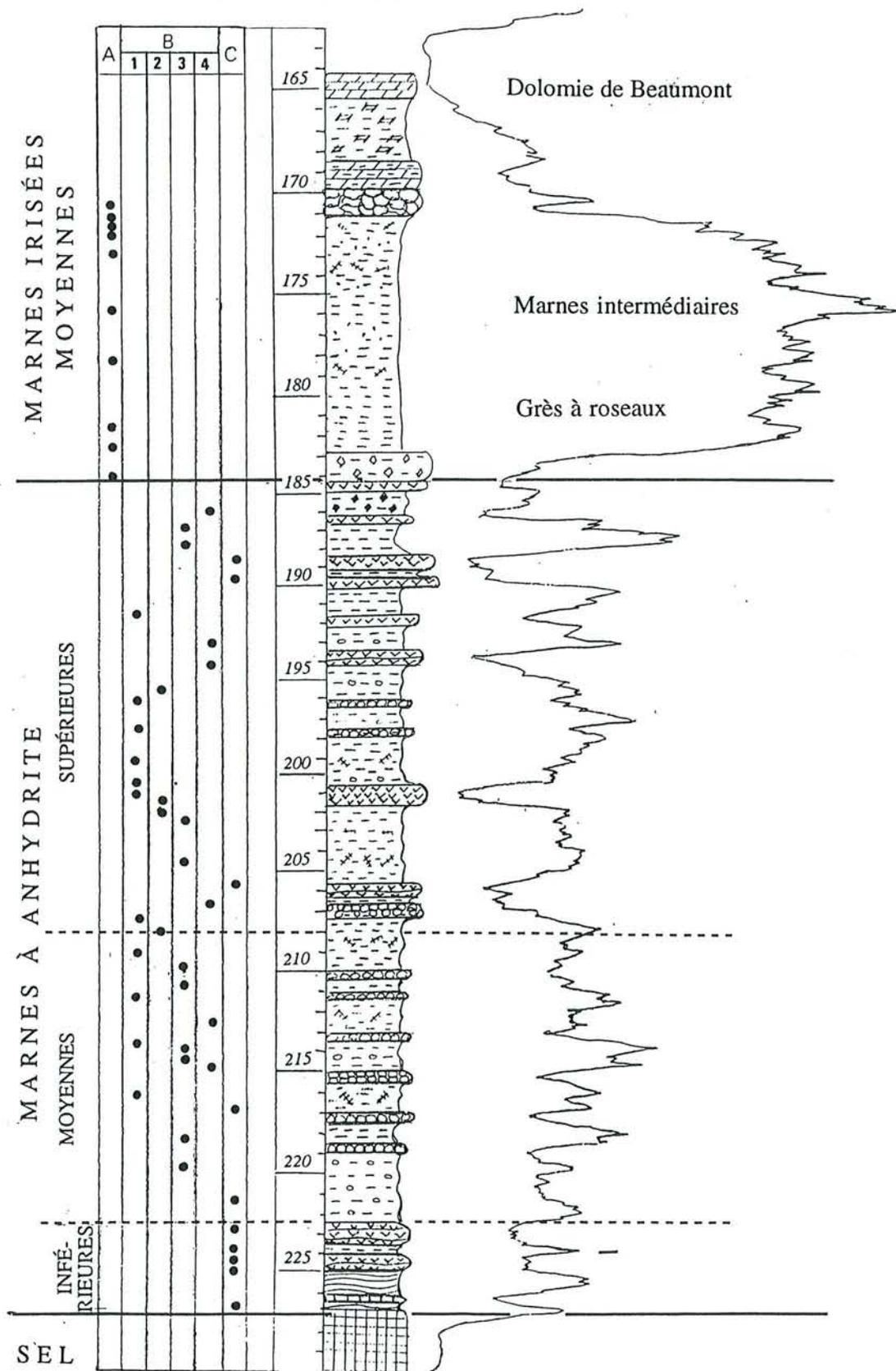


Fig. 13 - Distribution des associations de minéraux argileux dans les Marnes à anhydrite et les Marnes irisées moyennes (Sondage CB 1).

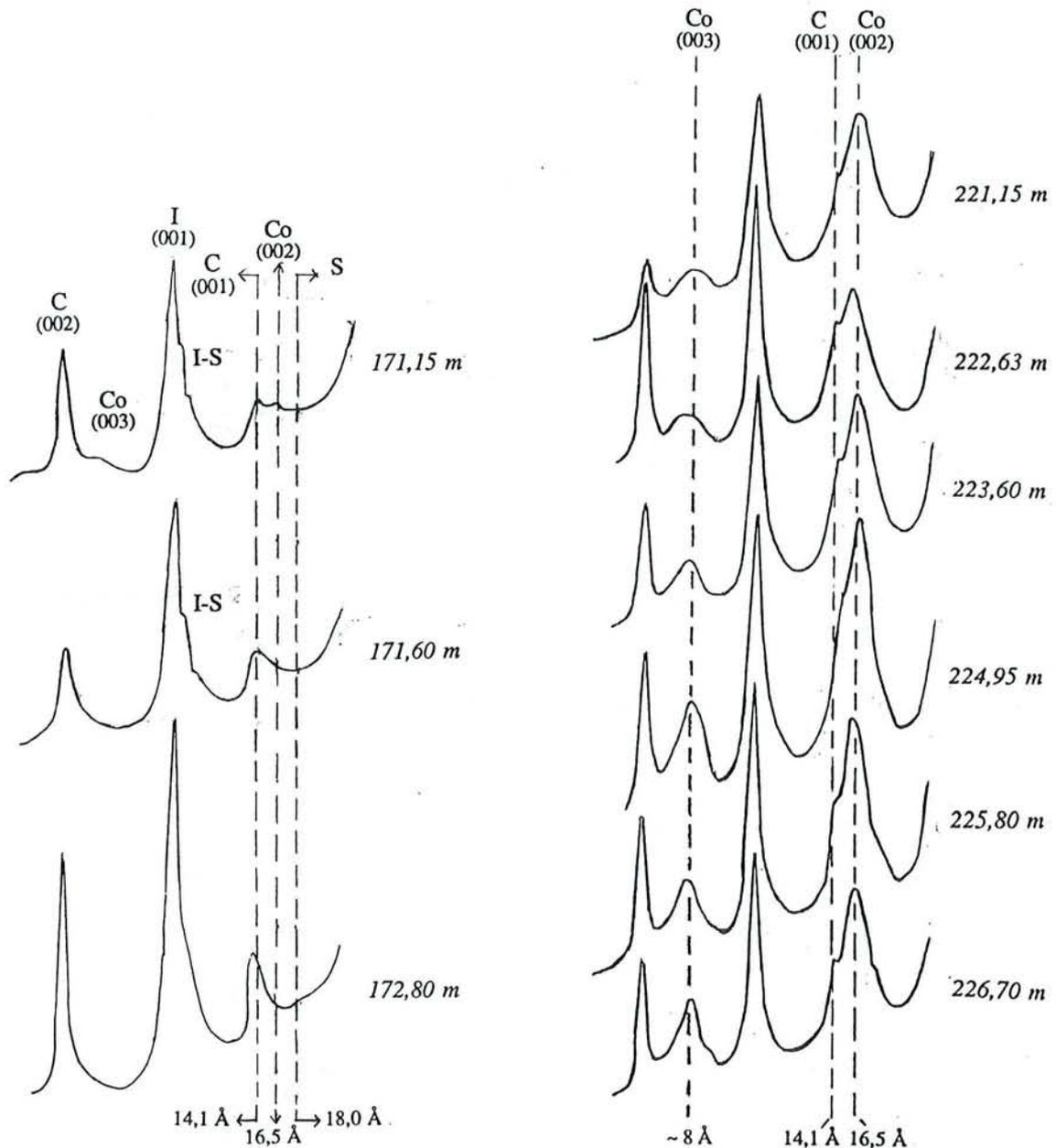


Fig. 14 (à gauche) - Évolution de la phase argileuse dans les Marnes irisées moyennes.

On constate (du bas vers le haut) le passage d'une association détritique peu dégradée à des associations de plus en plus dégradées composées, en plus de l'illite, de smectite et d'interstratifiés. C'est à partir de tels minéraux détritiques dégradés que se forment les argiles magnésiennes des Marnes à anhydrite.

Fig. 15 (à droite) - L'étape ultime de la transformation magnésienne dans le faciès mixte (argilites sulfatées et anhydrites litées) à la base des Marnes à anhydrite.

Remarquer l'homogénéité de la transformation, la présence constante de la corrensite accompagnée par l'illite bien cristallisée. La chlorite est peu abondante ou même absente, comme l'est la smectite transformée en interstratifiés Chlorite-Smectite.

a) - Dans les Marnes à anhydrite

Les associations de minéraux argileux se répartissent dans deux zones.

- La première zone, d'environ 5 mètres d'épaisseur, constitue la base des Marnes à anhydrite et surmonte directement les dernières couches de sel en Lorraine. Le faciès mixte d'argilites et d'anhydrites litées y est bien représenté. Cette zone est caractérisée par la présence constante de corrensite bien cristallisée et l'absence de smectite (association C) (fig. 15).

- La deuxième zone comprend la partie moyenne des Marnes à anhydrite, composée d'argiles bariolées à nodules d'anhydrite, et la partie supérieure formée d'anhydrite nodulaire ou massive en bancs serrés, en association avec une argilite gris-noir. A la différence de la première zone, la composition et la distribution du cortège des

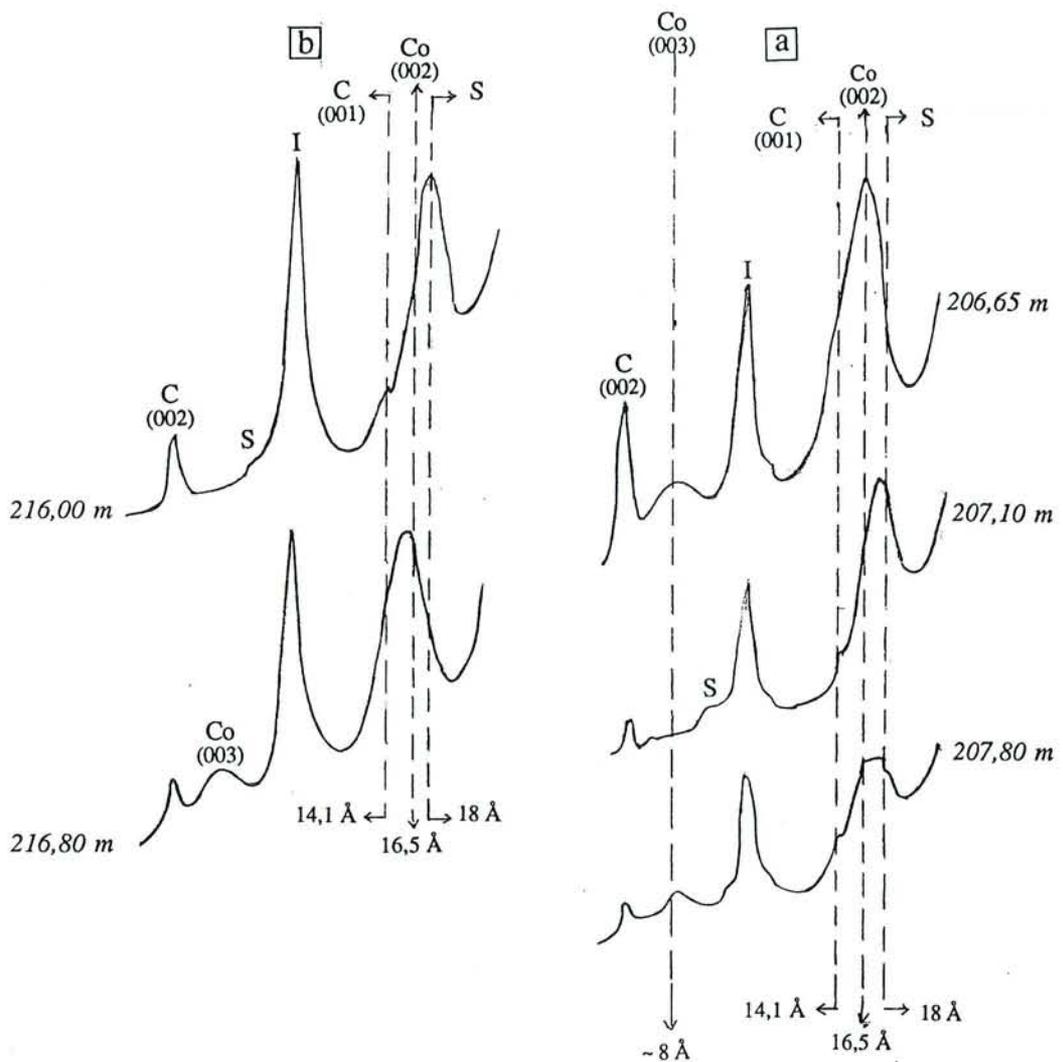


Fig. 16 - Deux exemples de passage rapide, sur quelques décimétriques, entre des associations de minéraux argileux dans les Marnes à anhydrite.

a - Smectite + Interstratifiés irréguliers Chlorite-Smectite ----> Smectite ----> Corrensite.

b - Corrensite ----> Smectite.

minéraux argileux sont ici plus variées. C'est ainsi que dans deux échantillons séparés seulement de quelques centimètres à quelques décimètres, on passe d'une association à smectite bien cristallisée presque seule (association B1), à une autre association à corrensite dominante (associations C) (fig. 16).

b) Dans la Formation salifère

On y distingue les répartitions suivantes :

- Dans les petites lamines argileuses à l'intérieur du sel, ainsi que dans les lits argileux directement en contact avec les couches halitiques, le cortège des minéraux argileux est toujours composé par des interstratifiés chlorite-smectite dominants, soit sous forme régulière (association C), soit sous forme irrégulière (association B4). De ce fait, il ressemble à celui de la zone inférieure des Marnes à anhydrite.
- Dans les unités stériles de plusieurs mètres d'épaisseur, composées d'argilites bariolées à anhydrite nodulaire ou lenticulaire, la répartition des associations de type B ressemble tout à fait à celle des minéraux argileux de la partie moyenne et supérieure des Marnes à anhydrite.

CHAPITRE VII

LES ENVIRONNEMENTS DES MARNES À ANHYDRITE

Les chapitres précédents ont été consacrés à la présentation objective des Marnes à anhydrite dans les domaines de la minéralogie, de la pétrographie, de l'association séquentielle des faciès et de leur répartition au sein de la série. Il convient maintenant de passer à l'interprétation de ces données analytiques pour reconstituer l'histoire de cette formation.

Le fait essentiel réside dans le caractère discontinu de la sédimentation, qui implique des changements répétés au sein d'un environnement général, à l'évidence évaporitique. Cette reconstitution passe donc obligatoirement par l'interprétation des types de séquence reconnus. Il existe dans ce domaine une bibliographie extrêmement abondante consacrée aussi bien à des bassins évaporitiques actuels que fossiles. Naturellement, les interprétations proposées par les auteurs divergent souvent, notamment lorsque la période sur laquelle elles sont confrontées porte sur deux ou trois décennies.

En ce qui concerne notre sujet, les Marnes à anhydrite de Lorraine, de nombreuses similitudes apparaissent avec les caractéristiques décrites dans d'autres bassins qui ont fonctionné dans diverses régions du monde et à diverses époques, ou qui fonctionnent de nos jours. Il s'agit de certains bassins évaporitiques fermés ou semi-fermés.

1 - UN MODÈLE DE BASSIN COMPARABLE

Ces bassins auxquels il est possible de se référer se présentent de la façon suivante. Géographiquement, il s'agit d'étendues plus ou moins vastes dont la principale caractéristique est une extrême platitude dès que les reliefs de bordure ont été franchis. Cette morphologie a des conséquences importantes ; les inondations par les eaux pluviales et les incursions marines peuvent s'y étaler très vite et très largement, et, si ces apports liquides sont limités, en une tranche d'eau de faible épaisseur. Quand ces apports cessent, et dans le climat aride que demande la formation d'évaporites, l'évaporation aura vite fait de réduire la surface inondée, voire de conduire à une émergence totale. Parallèlement, la salinité augmentera, dans les eaux libres comme dans les nappes phréatiques après un éventuel assèchement.

Dans un tel bassin, les évaporites représentent une partie d'un système complexe composé de plusieurs sous-environnements présentant des critères hydrologiques, sédimentologiques, biologiques et chimiques particuliers (Hardie *et al.*, 1978). Ces sous-environnements sont interconnectés du point de vue sédimentologique et interchangeable du point de vue paléogéographique, à cause de leur progradation ou de leur rétrogradation en fonction des fluctuations du niveau de l'eau dans le bassin. En effet, l'une des caractéristiques essentielles des bassins évaporitiques fermés ou semi-fermés est le changement très rapide des faciès aussi bien horizontalement que verticalement.

En général, on peut distinguer deux sous-environnements principaux : le milieu évaporitique du centre du bassin et le milieu détritique de la marge du bassin. Leur limite, variable, dépend du niveau, changeant, des eaux dans le bassin évaporitique.

La partie la plus basse, appelée habituellement l'aire "centrale" bien qu'elle ne le soit pas toujours, constitue le "salt pan". C'est le lieu où se retrouvent les saumures suffisamment concentrées pour provoquer la précipitation sous-aquatique des sels, comme la halite.

Dans les zones dites "marginales", les dépôts évaporitiques s'interpénètrent avec les dépôts clastiques composés d'argilites ou d'argilites silteuses avec quelques rares passées gréseuses : c'est le domaine des "mudflats". En allant plus loin vers les marges du bassin, ces mudflats changent de lithologie et deviennent de plus en plus silteux et finement gréseux : c'est celui des "sandflats".

Les mudflats présentent plusieurs zones en fonction de leur éloignement du centre du bassin et de la durée des submersions par les eaux d'inondation. Les "saline mudflats" en représentent les parties basses et font transition avec le salt pan. Les parties hautes restent émergées pendant de longues périodes. Ce sont les "dry mudflats" qui ne sont submergés que lors des plus fortes inondations.

Le bassin de MacLeod (Ouest de l'Australie) est un exemple actuel de ce type de bassin. Il est d'une taille comparable à celle de notre bassin. La différence de profondeur entre les parties émergées et submergées est de l'ordre de quelques centimètres à quelques décimètres (Logan, 1987). L'autre caractéristique de ce bassin est l'extrême platitude de sa partie centrale de telle sorte que les précipitations hivernales sont amplement suffisantes pour submerger les mudflats sous une tranche d'eau de quelques centimètres. En revanche, l'évaporation pendant l'été assèche l'ensemble des mudflats et réduit considérablement la partie submergée du salt pan qui se trouve à la périphérie du bassin, près des failles qui en contrôlent la subsidence dans le bassin.

Cet état de fait est semblable à celui que montre le bassin de Lorraine - Champagne. Marchal (1983) a présenté une coupe schématique N-S, perpendiculaire à l'axe du bassin champenois qui montre un basculement progressif du bassin vers le Sud en direction de l'accident médio-parisien qui forme la limite méridionale des dépôts halitiques. Ceci est clairement démontré par la superposition de l'ensemble des unités halitiques sur la même verticale dans la partie sud (sondages de Méliny, Der 101, etc ...), alors que, vers le Nord, on observe la réduction progressive des couches halitiques, jusqu'à leur disparition complète dans les faciès de mudflats.

Notre propos sera donc d'examiner si nos propres observations relatives aux Marnes à anhydrite s'intègrent bien dans un tel schéma environnemental. Ces termes anglais qui désignent les sous-environnements n'ayant pas dans leur ensemble d'équivalents exacts en français, nous les avons utilisés dans ce mémoire.

2 - LES DÉPÔTS SOUS-AQUATIQUES

A- LES ARGILITES DE TEINTE SOMBRE

Les argilites noires et gris sombre se sont à l'évidence déposées dans un milieu immergé réducteur auquel elles doivent leur teinte. Elles sont surtout

présentes à la base des séquences de type S-A et S-C, dans les parties inférieure et supérieure des Marnes à anhydrite.

Il a paru intéressant de rapporter les teneurs en carbone organique mesurées sur les roches totales à la seule phase argileuse, en éliminant les phases sulfatées et carbonatées qui, pour une grande part, sont d'origine diagénétique et se sont donc introduites en quantités très variables dans les argilites postérieurement à leur dépôt. Pour les argilites noires et grises, ce taux de carbone organique est relativement important (au moins par rapport à celui des argilites versicolores) : d'environ 0,40 à 1,3 %).

Le litage régulier et les alternances fines du faciès mixte argilo-sulfaté auquel participent ces argilites ne peuvent que résulter d'une sédimentation sous-aquatique. Les "laminés" anhydritiques de précipitation directe indiquent que les eaux du bassin étaient des saumures par moments saturées vis-à-vis du sulfate de calcium. Le problème de la profondeur de dépôt de telles argilites a fait l'objet de nombreux travaux.

Elles ont été signalées dans la majorité des formations évaporitiques anciennes et ont été interprétées comme un dépôt de milieu confiné et réducteur à la base des séries évaporitiques (Schmalz, 1969 ; Busson, 1979). Elles ont aussi été longtemps considérées comme l'indice d'une sédimentation en milieu profond, comme en Mer Noire par exemple. C'est ainsi que Schmalz (1969) a utilisé l'existence de couches noires laminées à la base de certains dépôts évaporitiques pour appuyer son hypothèse de dépôts évaporitiques en bassin profond.

En revanche, des études récentes sur des séries évaporitiques anciennes et actuelles ont montré que ces conditions réductrices, indispensables à la formation de ces argilites, peuvent exister dans plusieurs milieux sédimentaires, et à n'importe quelle profondeur (Kendal, 1984 ; Warren et Kendal, 1985 ; Hovorka, 1987 ; Hussain et Warren, 1989). Des sédiments noirs pyriteux sont ainsi présents dans les zones mal drainées d'environnements lacustres (Ho et Coleman, 1969) ou dans les platiers salins ("saline-mudflats") (Hardie *et al.*, 1978). La couleur noire peut être attribuée à la présence de matières organiques ou de sulfures caractéristiques d'un dépôt dans un milieu réducteur.

Pour les Marnes à anhydrite, ce sont des conditions de faible ou même de très faible profondeur qui sont à retenir. Deux arguments plaident en ce sens : la présence dans le faciès mixte argilo-sulfaté de laminations algaires parfois ondulées qui évoquent un milieu proche de l'émersion, ce qui est aussi suggéré pour les anhydrites litées convolutées associées en sommet de séquence S-A et qui sont vraisemblablement d'anciennes croûtes sulfatées.

B - LES ARGILITES GRISES A GRIS-VERT

Ces argilites, plus ou moins bien stratifiées ou même massives, existent à presque tous les niveaux des Marnes à anhydrite, mais essentiellement dans leur partie moyenne. Dans les séquences où elles sont représentées, elles surmontent en général les argilites sombres et sont à la base des argilites bariolées, dans les deux cas sans discontinuité apparente. C'est un faciès intermédiaire, déposé dans des eaux moins réductrices et concentrées que les argilites sombres, et dans un environnement à caractère plus marginal.

3 - LES ÉMERSIONS

Des tendances à l'émergence ont été évoquées ci-dessus pour les séquences de type S-A (§ 2 A). Des indicateurs d'émergence franches existent de façon répétitive dans toute la série, et sont de trois sortes : les argilites rouges, l'anhydrite diagénétique et certaines figures sédimentaires.

A - LES ARGILITES ROUGES

a) - Le problème général des couches rouges. Aperçu bibliographique.

La genèse des couches rouges est de longue date un problème qui est à l'origine de nombreux articles et d'ouvrages de synthèse. Des hypothèses variées, parfois contradictoires, ont été proposées. En voici un résumé, dans l'ordre de leur apparition :

- *La théorie désertique.* - Dawson (1848, cité par Turner, 1980) a été le premier à suggérer la formation de la couleur rouge dans un environnement désertique. La couleur rouge selon cet auteur se serait essentiellement développée dans un milieu oxydant en l'absence de végétation. Barrel (1908, cité par Gomermann, 1979) considère que les hautes températures qui règnent dans les déserts provoquent la déshydratation des hydroxydes de fer et la formation de l'"hématite" responsable de la couleur rouge des sédiments.

- *La théorie tropicale humide.* - L'observation des sols latéritiques dans les régions tropicales ont conduit Krynine (1949) et Van Houten (1961) à conclure que la couleur rouge se forme à partir des sols latéritiques dans un climat chaud et humide.

- *La théorie des saisons contrastées.* - C'est la théorie avancée par Millot *et al.* (1961) et Millot (1967) pour expliquer la formation des grès rouges du Permien et du Trias dans les Vosges. Selon ces auteurs, ces séries détritiques rouges ne pouvaient pas provenir du remaniement d'un sol latéritique, mais d'un remaniement des couches rouges déjà rubéfiées sous des climats chauds où alternent saisons humides pour libérer le fer et saisons sèches pour fixer le fer ainsi libéré. Une accumulation rapide, due à une tectonique vivante, garantit la préservation de la couleur rouge dans ces dépôts.

- *La formation "in situ" pendant la diagénèse.* - Des recherches sur des séries rouges gréseuses dans le désert du Sahara ont conduit Walker et ses collaborateurs (Walker, 1967 a, 1967 b, 1974 ; Walker et Honea, 1969) à proposer une nouvelle théorie, selon laquelle les minéraux ferriques présents dans les sédiments s'altèrent pendant l'enfouissement et libèrent le fer qui contribuera à la formation du pigment rouge. La diffusion de ce dernier dans un milieu oxydant conduit à la rubéfaction des sédiments.

- *La formation par "vieillessement".* - Dans une série d'articles Van Houten (1964, 1968, 1972) a accepté les conclusions de Walker et de ses collaborateurs pour la rubéfaction des niveaux gréseux, poreux et perméables. Par contre les niveaux argileux, beaucoup plus riches en hématite et pratiquement imperméables, sont moins propices à la diffusion de la couleur rouge formée diagénétiquement. Pour la rubéfaction des sédiments fins, Van Houten a proposé un mécanisme qu'il a appelé "Aging" (vieillessement) dans lequel les hydroxydes de fer jaunes et bruns (lépidocrocite et goëthite, respectivement), hérités de l'aire nourricière ou formés pédologiquement sur place, se déshydratent au cours du temps ("Aging") en oxydes de fer ferrique (hématite) beaucoup plus stable.

- *La formation par remaniement de dépôts rouges préexistants.* - Beaucoup de géologues admettent que bon nombre de séries rouges peuvent provenir du remaniement de dépôts rouges préexistants. En effet, la plupart des théories citées ci-dessus proposent le remaniement des sédiments rouges à partir de leur milieu de formation vers leur milieu d'accumulation.

De ces travaux, on peut retenir que :

- La couleur rouge est liée à la présence d'oxyde de fer ferrique (hématite) plus qu'à la quantité de fer présent dans les sédiments. Une très faible quantité d'hématite est suffisante pour la coloration des sédiments.

- Le pigment rouge peut avoir de multiples origines ; celles-ci doivent être déterminées individuellement dans chaque région.

- L'origine du pigment rouge dans les sédiments détritiques grossiers est liée, en général, à l'altération des minéraux détritiques ferrifères présents dans les sédiments, pendant l'enfouissement. La distribution de la couleur rouge ainsi créée est facilitée par la perméabilité de ces dépôts.

- Dans les dépôts pélitiques, le pigment rouge est soit hérité de couches rouges anciennes, soit formé, par pédogenèse sur place. Le processus pédogénique engagé à la surface peut se continuer au cours du temps ("Aging"), après l'enfouissement.

- La couleur des dépôts argileux reflètent mieux, en général, l'environnement sédimentaire que les dépôts silteux ou gréseux. Ceci est lié aux changements diagénétiques postérieurs dus à la facilité de la circulation de l'eau dans les dépôts plus grossiers, ce qui n'est pas le cas pour les formations argileuses.

Dans toutes les théories citées ci-dessus, la couleur rouge est liée à la présence de l'hématite (Fe_2O_3). Deux conditions sont essentielles à sa formation :

- L'altération des minéraux ferrifères, en milieu oxydant, fournit les hydroxydes de fer jaune (lépidocrocite) ou brun (goethite).

- La déshydratation des hydroxydes de fer conduit à la formation d'oxyde de fer beaucoup plus stable, l'hématite rouge.

Dans les sols actuels la formation d'hydroxydes de fer est un phénomène pédologique très courant, alors que la déshydratation de ces hydroxydes est beaucoup plus lente. En effet, Fisher (1963) a déjà remarqué que "si la couleur brune est très répandue dans les sols actuels, on n'observe jamais dans des formations anciennes des "couches brunes", mais uniquement des "couches noires". La déshydratation de la goethite (brun) en hématite (rouge) est donc un processus très lent qui nécessite, en plus du temps, des milieux oxydants. Duchaufour (1972, cité par Meyer, 1973) a estimé à 10.000 ans le temps minimum pour la rubéfaction par pédogenèse.

b) - Les argilites rouges des Marnes à anhydrite.

- *Un milieu émergé et oxydant.*

Il est sûr que la source des matériaux argileux pendant le dépôt des Marnes irisées inférieures reste pratiquement la même pendant toute leur durée. Selon les conditions d'altération des roches mères et de leur acheminement vers le bassin, ces matériaux seront de couleur grise ou noire ou auront déjà acquis leur teinte rouge sur les reliefs et dans les zones généralement émergées de bordure du bassin. La condition essentielle pour la rubéfaction ou la conservation de la couleur rouge dans les sédiments remaniés est que le processus sédimentaire se poursuive en milieu oxydant. La matière organique y est naturellement mal conservée ; le taux de carbone organique dans la phase argileuse est faible, inférieure à 0,15 %.

Il est donc exclu qu'après leur dépôt ils demeurent submergés par une quelconque nappe d'eau, qu'elle soit lacustre ou marine. Leur exposition à l'air, donc leur émergence, est obligatoire. Dans le cas contraire, la couleur des argiles reste ou devient grise ou noire.

On notera que l'alternance répétée des argilites sombres et rouges ne peut correspondre à un phénomène diagénétique tardif, qui devrait homogénéiser les couleurs. S'il y a changement de teinte pour l'apport argileux, il s'effectue de façon précoce. Il peut être rapide pour des argilites rouges sédimentaires dans un milieu sous-aquatique réducteur. Dans le cas inverse, la rubéfaction en milieu émergé oxydant est certainement beaucoup plus longue. Il a été indiqué ci-dessus qu'une rubéfaction liée à un processus pédogénétique demanderait au moins 10.000 ans, durée qui pourrait être réduite si l'hypothèse du "vieillissement" proposée par Van Houten (§ A-a ci-dessus) joue effectivement.

Des périodes d'émergence aussi longues, qui marqueraient le sommet de séquences de type S-B2, conduisent à deux possibilités :

- ou elles correspondent effectivement à la durée de la discontinuité sédimentaire entre deux séquences successives, puisque les argilites rouges du sommet de la première sont surmontées directement par les argilites basales, gris-vert ou grises, de la suivante ;
- ou bien la couleur rouge est héritée, et il n'y a pas de phénomène de rubéfaction à envisager, ce qui semble plus probable.

- Couches rouges et évaporites

L'association des évaporites avec les couches rouges a incité plusieurs auteurs à les considérer comme le produit d'un climat aride ou semi-aride. Leur présence, particulièrement fréquente, dans des systèmes comme le Trias ou le Permien très riches en évaporites a été soulignée par plusieurs auteurs dans différentes régions : le Trias du Sahara (Busson, 1972) et du Bassin de Paris (Ricour, 1962 ; Marchal, 1983, Geisler-Cussey, 1986) ; le Röt (Glennie, 1970) ; le Zechstein (Sonnenfeld, 1984).

Toutefois cette association n'est pas nécessairement génétique, mais plutôt spatiale. En effet, les dépôts halitiques sont bien associés régionalement aux couches rouges, mais celles-ci sont toujours incluses dans des argilites grises. Cette association a en revanche une signification climatique et paléogéographique pour les raisons suivantes :

- Le climat aride, essentiel pour le dépôt des évaporites, favorise non pas la formation des couches rouges, mais la préservation de la couleur rouge déjà formée et héritée d'un autre environnement.
- La couleur rouge peut être utilisée comme un indice paléogéographique pour déterminer les sous-environnements sédimentaires dans un bassin évaporitique dans la mesure où la couleur rouge est toujours associée à des milieux oxydants comme les mudflats ou les sandflats ; alors que la couleur grise ou noire est associée aux salines mudflats et les dépôts salifères au saltpan du centre du bassin.

B - L'ANHYDRITE DIAGÉNÉTIQUE

Le seul sulfate de calcium présent dans les Marnes à anhydrite est effectivement l'anhydrite. Seules certaines "lamines" sulfatées du faciès mixte argilo-anhydritique témoignent d'une précipitation directe. Toutes les autres anhydrites sont d'origine diagénétique. Avant d'examiner les conditions dans lesquelles celles-ci peuvent prendre naissance, il faut expliquer l'absence du gypse.

a) - Anhydrite primaire ou gypse précurseur ?

Dès qu'ils constatent l'existence d'anhydrite dans les dépôts évaporitiques, les chercheurs se posent inmanquablement le problème de sa formation : provient-elle de la transformation d'un gypse "précurseur" ou, au contraire, a-t-elle cristallisé directement en tant que telle ? Nous présentons ici un aperçu (qui ne peut être complet) des diverses conceptions qui ont été exposées dans de nombreuses publications.

Les calculs thermodynamiques indiquent que l'anhydrite doit être la phase la plus stable dans beaucoup d'environnements naturels. Mais les travaux expérimentaux n'ont pas réussi à faire précipiter directement l'anhydrite dans des conditions similaires à celles qui existent dans les environnements évaporitiques actuels (Conley et Bundy, 1958 ; Zen, 1965 ; Hardie, 1967 ; Cody, 1976). En laboratoire, l'anhydrite se forme difficilement en agrégats à grain fin d'origine secondaire à partir du gypse ou de la bassanite (Hardie, 1967), tandis qu'il est très facile et rapide d'obtenir des cristaux de gypse (Zen, 1965 ; Hardie, 1967). Conley et Bundy (1958) ont montré que la formation d'anhydrite, dans un système stable, est fonction de la température et de la salinité, alors que le gypse se forme non seulement dans sa propre zone de stabilité, mais aussi, en état métastable, dans celle de l'anhydrite.

Les études sur des sites évaporitiques actuels (Masson, 1955 ; Butler, 1970 a ; West *et al.*, 1979 ; Hussain et Warren, 1989) ont, elles aussi, démontré la facilité et la rapidité avec lesquelles les cristaux de gypse se forment dans la nature.

Tous ces résultats ont amené une grande majorité d'auteurs à considérer que la formation d'anhydrite primaire dans les milieux évaporitiques anciens est le résultat de la déshydratation du gypse due à l'augmentation de la température et de la salinité de l'eau interstitielle pendant l'enfouissement (Stewart, 1963 ; Thomson, 1963 ; Murray, 1964 ; West, 1965 ; Hardie, 1967 ; Jauzein, 1974 ; Rouchy, 1982). La présence des pseudomorphes de gypse, dans les dépôts évaporitiques anciens a été considérée comme une confirmation de cette interprétation, qui est souvent conservée même en l'absence de vestiges gypseux qui auraient disparu du fait, par exemple, de la compaction.

La découverte d'anhydrite nodulaire dans les sebkhas du Golfe Persique a montré, pour la première fois, la possibilité de la formation d'anhydrite dans les conditions évaporitiques naturelles (A Abu Dhabi : Kinsman, 1966 ; Shearman, 1966 ; Butler, 1969, 1970 a ; Bush, 1970 b). Au Qatar : Perthuisot, 1977. Au Koweït : Gunatilaka, 1990 ; Gunatilaka *et al.*, 1980. En Basse Californie : Butler, 1970 b. La ressemblance de ces nodules avec ceux des dépôts évaporitiques anciens a incité Shearman (1966) et beaucoup d'autres après lui à interpréter une grande partie de l'anhydrite nodulaire ancienne comme le résultat d'une diagenèse précoce dans un environnement de type sebkha. Il a même poussé la généralisation de cette conception jusqu'au point de considérer que les faciès halitiques se sont, eux aussi, formés diagénétiquement à partir d'eaux interstitielles hyperconcentrées en NaCl à la suite de la formation de l'anhydrite. C'est ainsi que deux explications contradictoires ont pu être proposées pour le même dépôt évaporitique : par exemple, West (1965) et Shearman (1966) pour le Purbeckien d'Angleterre ; Fuller et Porter (1969) et Klinspor (1969) pour les évaporites d'Elk Point au Canada.

Les travaux ultérieurs sur la sebkha d'Abu Dhabi ont conduit à nuancer les premiers résultats. Bush (1970) a observé la présence simultanée de l'anhydrite et du gypse, et montré qu'une partie de l'anhydrite provient de la pseudomorphose du gypse. Il a aussi remarqué qu'une précipitation directe de l'anhydrite est possible à partir d'une "wind blown crust" (croûte soufflée par les vents). D'un autre côté, Butler (1970 a) a conclu que la quasi-totalité de l'anhydrite de cette sebkha résulte de la déshydratation *in situ* de gypse, et que s'il existe de l'anhydrite d'origine primaire, c'est en quantité insignifiante.

Il est probable que l'anhydrite secondaire (*in situ*) et primaire sont étroitement associées ; c'est l'avis de Kinsman (1974) qui accepte que le remplacement *in situ* du gypse donne une grande partie de l'anhydrite, mais affirme aussi l'existence d'une génération d'anhydrite primaire. De son côté, Shearman (1985) a insisté sur la perturbation produite par le manque d'espace lié à la croissance de nouveaux cristaux d'anhydrite primaire parmi d'autres cristaux déjà formés.

Toutefois, il faut noter que d'autres travaux dans les sebkhas du Golfe Persique, dans des sites autres que celui d'Abu Dhabi, ont trouvé des évaporites composées exclusivement de gypse (Illing *et al.*, 1965). Des sites évaporitiques très proches à tous points de vue (géographique, climatique et sédimentologique) peuvent donc présenter des cristallisations précoces différentes.

La déshydratation du gypse se ferait par étape dans la nature actuelle. Muiola et Glover (1965) ont effet observé la formation intermédiaire de bassanite ($\text{CaSO}_4, 1/2 \text{H}_2\text{O}$) au cours de celle-ci dans la Clayton Playa (Nevada). Zen (1965) et Hardie (1967) ont montré, par voie expérimentale, que des solutions concentrées en NaCl peuvent faciliter un tel processus de déshydratation par étape du gypse. En revanche, l'hydratation de l'anhydrite en gypse se fait directement sans bassanite intermédiaire. Par ailleurs, des travaux expérimentaux ont montré l'importance de la température et de la salinité dans la formation de l'anhydrite (Zen, 1965 ; Kinsman, 1966 ; Hardie, 1967). Puisqu'il est impossible de trouver, dans la nature actuelle, des températures qui dépassent 80°C , le seul autre facteur qui peut influencer la précipitation de l'anhydrite semble être la salinité. En effet, la zone d'évaporation capillaire est un milieu dans lequel une très forte salinité peut exister. Dans la sebkha d'Abu Dhabi, où Bush (1970) a décrit la présence simultanée du gypse et de l'anhydrite, celle-ci n'apparaît que là où la concentration des eaux interstitielles est neuf fois supérieure à la concentration de l'eau de mer normale. La température moyenne de l'air dans cette région est de 18°C . Ces conditions sont pratiquement les mêmes dans toutes les régions où se forme de l'anhydrite, comme dans la Basse Californie (Butler, 1970b) et sur les côtes de la Mer Rouge (Friedman, 1980). Mais dans les sebkhas du Nord de l'Égypte, où les conditions sont moins arides (la concentration moyenne en chlore est seulement de 66 g/l et la température moyenne de l'air est de 19°C), les nodules de gypse se forment à la place de l'anhydrite (Ali et West, 1983) ; ces auteurs jugent ces conditions insuffisantes pour la stabilité de l'anhydrite.

Plusieurs auteurs (Murray, 1964 ; West, 1965 ; Jauzein, 1974 ; West *et al.* 1979 ; Rouchy *et al.*, 1984) ont lié la formation de l'anhydrite à la déshydratation du gypse pendant l'enfouissement. Murray (1964) a estimé à 650 m la profondeur à partir de laquelle le gypse devient instable et se transforme en anhydrite. En revanche, d'autres études (dans lesquelles l'accent a été mis sur la salinité) ont montré qu'en présence d'eaux interstitielles très concentrées, cette transformation peut s'effectuer sous une très faible couverture sédimentaire qui n'excède pas 1 à 2 mètres (Holser, 1979 ; Shearman, 1983 ; Hovorka, 1988).

Dans les Marnes à anhydrite, il est tout à fait probable que la phase primaire de sulfate de calcium est, au moins le plus souvent, l'anhydrite. Plusieurs arguments font pencher en faveur de cette interprétation.

- Le principal tient dans le caractère extrêmement précoce de la formation de cette anhydrite, que démontrent les remaniements intraformationnels des niveaux sulfatés.

- L'anhydrite d'imprégnation qui envahit les argilites se développe sous forme de prismes automorphes souvent isolés dont la morphologie n'est pas celle du gypse. Certains ont pu suggérer qu'un gypse précurseur s'est dissous avant de recrystalliser en anhydrite. Mais ceci implique que l'anhydrite peut se former directement, alors que les conditions du milieu n'ont pas changé !

- Il est aussi assez difficile d'imaginer que la variété de formes et d'associations de cristaux que l'anhydrite présente dans un même échantillon, voire dans une même lame mince, existerait déjà dans un stade antérieur, mais en gypse, sans que la recrystallisation n'apporte au moins un début d'homogénéisation.

D'autres arguments pourraient être avancés, dont celui de la formation et du développement des nodules anhydritiques qui conduisent en quelques centimètres et par étapes successives d'une argilite à nodules dispersés à une anhydrite massive.

Les nodules anhydritiques sont formés au départ par une anhydrite microgranulaire ou feutrée (Pl. I-1 et 3). La déformation souple de l'argilite encaissante s'accorde avec une croissance diagénétique précoce (Pl. I-3 et IV-5). Dans la matrice argileuse, entre les nodules, apparaît de l'anhydrite en prismes non orientés (Pl. IV-4), ou en faisceaux parallèles à la stratification et contournant les nodules d'anhydrite préexistants (Pl. IV-5).

L'anhydritisation se poursuivant, cette anhydrite prismatique devient plus abondante et se substitue progressivement à celle, microgranulaire, des nodules, en commençant par la périphérie, puis en la remplaçant totalement (Pl. IV-5). La généralisation du processus conduit à une roche apparemment homogène où il devient difficile de discerner les anciens nodules.

Cet exemple conduit aux mêmes constatations que précédemment.

1 - Les prismes anhydritiques paraissent bien se former directement en tant que tels dans la matrice argileuse ou par recristallisation de l'anhydrite microgranulaire des nodules. Dans les deux cas, ce sulfate peut prendre naissance dans des conditions toujours "superficielles", compte-tenu de la précocité du phénomène.

2 - D'un lit à l'autre, à quelques centimètres au plus de distance, la diagenèse sulfatée est plus ou moins prononcée. Si elle était tardive, par exemple liée à l'enfouissement, elle serait certainement beaucoup plus homogène.

Il ne faut pas pour autant rejeter totalement l'idée que gypse et anhydrite se soient formés en même temps. Cette possibilité a été évoquée dans l'analyse bibliographique ci-dessus, à propos des travaux de Bush, de Kinsman et de Shearman sur la sebkha d'Abu Dhabi. Mais les fantômes de formes cristallines gypseuses dans les lames minces examinées sont rares et même douteux. Nous avons par ailleurs été étonné en constatant la nature anhydritique des remplissages des larges fractures qui avaient l'aspect habituel du gypse fibreux.

b) - Signification de l'anhydrite nodulaire

Qu'il y ait ou non un gypse précurseur, la grande majorité des auteurs s'accordent sur les conditions dans lesquelles se forment les nodules anhydritiques : "dans la zone d'évaporation capillaire, au-dessus du niveau de la nappe phréatique, dans les aires supratidales en amont de la ligne des plus hautes eaux". L'évaporation intense sur les platiers émergés concentre les eaux interstitielles. La cristallisation de l'anhydrite nodulaire a ainsi été constatée au sein de sédiments-hôtes qui peuvent être carbonatés, comme dans le Golfe Persique, ou détritiques, comme dans la lagune d'Ojo de Liebre en Basse Californie.

Les anhydrites nodulaires prennent ainsi leur place au sommet de la séquence-type de sebkha (Shearman, 1978) qui comporte, de bas en haut : - des dépôts subtidaux ; - des tapis algaires à cristaux de gypse lenticulaires, annonçant l'émersion ; - de l'anhydrite litée entérolithique, puis de l'anhydrite mosaïque. Elle peut se terminer par une surface d'érosion avant le dépôt sous-aquatique du début de la séquence suivante.

C LES FIGURES SÉDIMENTAIRES

Leur observation est malheureusement limitée dans l'espace au diamètre des carottes, ce qui rend les interprétations délicates.

Il existe manifestement des surfaces d'érosion au sommet de certaines séquences. L'arrivée d'une nouvelle inondation par des eaux douces ou marines participe à leur façonnement avant que ne se déposent éventuellement des niveaux bréchiques intraformationnels. Mais on peut penser que ces ravinements ont débuté pendant la période d'émersion sous l'effet par exemple de la déflation éolienne ou de courants aquatiques éphémères.

Les dérangements de la stratification, avec des pendages importants ou des convolutions marquent au moins une tendance à l'émersion. Ils correspondent vraisemblablement à des déformations engendrées par des tepees ou à des croûtes sulfatées superficielles.

4 - LA SIGNIFICATION DES SÉQUENCES

Les quatre types de séquences rencontrés dans les Marnes à anhydrite présentent donc en commun de débiter par des dépôts argileux sous-aquatiques et de s'achever soit par des argilites versicolores soumises à une exposition aérienne, soit par des anhydrites diagénétiques formées en domaine émergé dans la zone capillaire au-dessus d'une nappe phréatique. Elles correspondent donc chacune à un épisode inondation - émergence.

Leurs différences tiennent aux conditions dans lesquelles cette inondation et cette émergence se réalisent.

Pour la séquence S-A, c'est la phase d'inondation qui prédomine, avec des saumures concentrées, très réductrices, suivie d'une émergence ménagée, propice au développement d'une croûte sulfatée superficielle. Ce sont les caractéristiques d'une séquence de saline mudflat.

A la base des séquences S-B1, les "lamines" anhydritiques de précipitation directe ont disparu et les argilites noires cèdent la place aux argilites grises. Au sommet se développent largement les anhydrites nodulaires diagénétiques parfois associées à un début de marmorisation. Les eaux libres du début de séquence sont moins concentrées et réductrices que celles de la séquence S-A, mais l'exondation est ensuite plus nette et plus prolongée, permettant de concentrer par évaporation les saumures interstitielles qui vont nourrir l'anhydritisation diagénétique. Dans le schéma théorique envisagé, cette séquence prend place dans un domaine plus marginal, celui des mudflats.

L'évolution se poursuit dans le même sens avec les séquences S-B2, caractérisées par une exposition à l'air de longue durée permettant le développement ou la conservation des couches rouges. A leur base, les apports argileux peuvent eux-mêmes résulter de "sheet floods" intermittents. Les eaux libres ou interstitielles moins concentrées en sels limitent de façon importante le développement diagénétique de l'anhydrite. Ces séquences sont à situer aux environs du passage des mudflats aux dry mudflats.

On conçoit que dans cette zone très marginale des mudflats, les limites de ces deux sous-environnements soient floues et très changeantes. Ceci peut expliquer la difficulté rencontrée pour trouver sur les carottes des coupures nettes entre les séquences S-B1 et S-B2 (Pl. XI et XII). En fait, dans de nombreux cas, ces coupures n'ont pas vraiment existé et la succession des faciès reflète des oscillations des conditions environnementales avec d'éventuels retours vers des zones moins marginales (superposition de séquences S-B1) avant que le passage aux dry mudflats ne s'affirme. L'enchaînement (suggéré au chapitre V) des séquences de type S-B1 et S-B2 en une grande séquence S-B s'accorde bien avec l'évolution du paléoenvironnement.

Ainsi, en dépit de leurs différences, ces trois types de séquences (S-A, S-B1 et S-B2) constituent un groupe cohérent, représentant les différents sous-environnements d'un même environnement général. Il n'en est pas tout à fait de même pour les séquences S-C.

Celles-ci, avec leurs argilites sombres basales, riches en carbone organique, rappellent les séquences S-A, et aussi les séquences S-B1 avec leurs anhydrites mosaïque et massives du sommet. Elles peuvent être placées dans des mudflats

voisins des saline mudflats. Mais les inondations du bassin, tout en restant saccadées, sont moins pelliculaires que précédemment, permettant une plus grande énergie du milieu (niveaux bréchiques), des salinités réduites (argilites non sulfatées fréquentes), avec toutefois un apport de sulfates suffisant pour permettre, après évaporation de la tranche d'eau, la formation de couches anhydritiques importantes. En d'autres termes, le bassin devient plus "ouvert", en particulier aux ingressions marines.

5 - L'HISTOIRE DES MARNES À ANHYDRITE

Il y a deux façons de présenter cette histoire. La première met l'accent sur la nature et la répartition des dépôts qui se sont succédés. La seconde prend en considération tous les événements qui se sont déroulés au cours du temps, et qui se traduisent non seulement par la sédimentation de la colonne stratigraphique, mais aussi par des phénomènes synsédimentaires capables de la modifier et surtout par des discontinuités dont la durée peut être très longue.

C'est dans cet esprit que Marchal et Hilly (1991) ont parlé de "séquence événementielle" à propos de la Formation salifère sous-jacente, qui, avec sa lithologie et ses phénomènes synsédimentaires spécifiques, présente le même type d'évolution séquentielle et la même fréquence des discontinuités.

Cette dernière approche rejoint celle de stratigraphes et de sédimentologues (par ex: Vail *et al.*, 1977 ; Einsele et Seilacher, 1982 ; Dott, 1983 ; Aigner et Bachmann, 1989) qui ont mis l'accent sur l'importance des processus épisodiques et le caractère "non-gradualistique" à l'enregistrement stratigraphique.

Sadler (1981) a déjà signalé que le taux de sédimentation ("accumulation") à court terme est beaucoup plus rapide que l'accumulation à long terme. A partir de ce constat, Sadler a conclu que l'enregistrement stratigraphique est incomplet, et qu'il contient plusieurs discontinuités de durée variable.

Ager (1980, p. 106, cité par Dott, 1983) a bien résumé la situation en qualifiant l'histoire géologique de "long periods of boredom and brief periods of terror" (de longues périodes d'ennui et des brèves périodes de terreur), ou encore (p. 35) "a lot of holes tied together with sediment" (beaucoup de trous reliés entre eux par des sédiments). Pour identifier des épisodes sédimentaires de courte durée (à l'échelle des paraséquences de Haq *et al.*, 1987), Goodwin et Anderson (1985) ont émis l'hypothèse des "PAC" (Punctuated Aggradation Cycles) selon lesquels l'enregistrement stratigraphique est composé de minces cycles (1 à 5 m d'épaisseur) de "shallowing upward" séparés par des discontinuités très nettes qui représentent des surfaces de non-dépôt.

Les cycles d'accumulation "PAC" sont contrôlés fondamentalement par des mécanismes allogéniques (extérieurs au bassin). Cette approche "épisodique" se distingue clairement de l'approche "gradualistique" traditionnelle qui utilise la "Formation" comme une unité environnementale malgré le fait qu'elle peut contenir plusieurs discontinuités environnementales. L'un des problèmes majeurs qui peuvent limiter l'application de l'approche épisodique réside dans la difficulté de reconnaître ces discontinuités, qui passent la plupart du temps inaperçues (Van Andel, 1981). Cependant, des études récentes ont montré que le réexamen attentif des affleurements et des carottes de sondages peut permettre identifier plusieurs discontinuités sédimentaires dans des séries qui apparaissent, à première vue, tout à fait continues.

Notre étude des Marnes à anhydrite de Lorraine a mis en évidence son caractère séquentiel. Même s'il est parfois délicat, ainsi qu'il a été dit, de préciser la limite entre deux séquences successives du fait, entre autres, de similitudes de faciès ou de remaniements possibles lors des inondations, il a été établi que cette série comportait de nombreuses discontinuités séparant des épisodes de durée relativement courte, caractérisés par le couple inondation-émersion.

A - L'APPROCHE "GRADUALISTIQUE"

Il ne faut pas cependant rejeter totalement la première approche. Elle donne une image, peut-être un peu simpliste, mais réelle, de l'évolution générale du bassin. C'est d'ailleurs celle que nous avons suivie pour diviser en trois parties des Marnes à anhydrite et qui nous conduit à une première présentation de leur histoire.

En Lorraine, la sédimentation halitique s'achève alors qu'elle se poursuivra en Champagne où elle a démarré avec quelque retard (fig. 6). C'est dire que les parties les plus basses du bassin (le salt pan) dans lesquelles se concentrent les saumures halitiques a migré vers l'Ouest. A cause de cette migration, la Lorraine va se trouver dans un environnement progressivement plus marginal, à commencer par les saline mudflats, avec les nappes de saumures réductrices, une ou deux faibles récurrences de sel, la précipitation de "lamines" sulfatées, auxquels succèdent les mudflats et les dry mudflats avec les faciès versicolores relativement pauvres en sulfates.

Un changement notable intervient alors pour l'ensemble du bassin marqué, ainsi qu'il a été dit ci-dessus, par des submersions plus importantes qui par ailleurs entraînent l'arrêt de la sédimentation halitique en Champagne. Les apports détritiques plus silteux, l'importance que prend la dolomite aux dépens de la magnésite, annoncent les faciès des Marnes irisées moyennes. Cette modification de la sédimentation avait bien été perçue par les stratigraphes qui avaient isolé, au sommet des Marnes irisées inférieures, les Couches à esthéries dont ils situaient la base au dessus des argilites versicolores (Durand, *in* Mégnien, 1980).

Ce qui est important, pour bien comprendre cette histoire, c'est de ne pas oublier que ces différents environnements se succèdent sur la même verticale, dans un bassin dont la morphologie n'a pas dû beaucoup changer tout au long de cette période, avec sa partie centrale bloquée sur la Champagne. En d'autres termes, *ce sont les sous-environnements qui, en un même lieu, se modifient progressivement et dans un ordre logique au cours du temps*. Cette évolution est évidemment due aux variations de l'épaisseur de la tranche d'eau dont les moindres augmentations ou diminutions vont déplacer rapidement et sur de larges espaces les domaines des différents sous-environnements.

B - L'APPROCHE "ÉVÉNEMENTIELLE"

C'est à une conclusion similaire que conduit cette approche à la différence très importante, toutefois, que les modifications environnementales envisagées à l'échelle d'une des parties (inférieure, moyenne ou supérieure) des Marnes à anhydrite doivent obligatoirement l'être à celle de la séquence événementielle. C'est-à-dire à environ une trentaine de reprises. Le découpage de la série stratigraphique en une succession de séquences permet de suivre la vie du bassin "au jour le jour".

Les recherches poursuivies depuis plusieurs années par Hilly et Marchal ont montré que le même scénario d'inondations et d'assèchements répétés avait régi l'accumulation du sel dans le gisement lorrain (p. 13). Pour la seule unité N, épaisse d'une vingtaine de mètres, au moins huit émergences ont interrompu, dans certains cas pour de longues périodes, la sédimentation halitique. Si le salt pan, localisé dans la partie la plus basse du bassin, est émergé, il est obligatoire que le reste du bassin le soit. Nos résultats le confirment. Selon la même logique, une discontinuité enregistrée dans le sel doit correspondre à une discontinuité de plus longue durée dans les zones marginales du platier, puisqu'elles émergent forcément plus tôt.

Deux conséquences importantes sont à tirer de cette dynamique du bassin. La première est que les modèles de sédimentation évaporitique impliquant l'existence d'une tranche d'eau permanente ne peuvent être retenus ni pour le gisement halitique, ni pour les Marnes à anhydrite.

La seconde est relative aux saumures qui prennent naissance lors de l'évaporation et qui emplissent la porosité aussi bien du sel que des argilites. Elles y sont piégées et le demeurent ; il n'y a pas de reflux vers l'extérieur du bassin. Ceci peut conduire, au cours du temps, à un enrichissement sélectif en certains ions (comme le magnésium) qui ne sont pas utilisés dans la sédimentation normale, mais qui, à plus forte concentration, peuvent participer à des néoformations minérales.

Un autre problème est posé par la nature des eaux qui provoquent les inondations du bassin. Les apports détritiques sont essentiellement transportés par des eaux continentales. Les minéraux évaporitiques nécessitent des ingressions marines. Selon les séquences, les premières ou les secondes seront les plus abondantes, peut-être les seules présentes. Il est vraisemblable que les eaux continentales ont joué un rôle important dans l'accumulation des argilites grises et bariolées des séquences S-B2, relativement pauvres en anhydrite et pour lesquelles un transport par "sheet floods" a été envisagé ci-dessus.

De toute façon, ces eaux s'évaporent progressivement et évoluent vers des saumures plus ou moins concentrées. Si bien qu'au cours d'une séquence, leur salinité varie dans de fortes proportions. On peut expliquer ainsi la possibilité temporaire d'exister pour des esthéries, indicateurs de milieux plutôt saumâtres, alors que la séquence évoluera vers des conditions franchement évaporitiques, avec la formation de niveaux anhydritiques importants. On retrouve ici la même anomalie apparente que celle évoquée plus haut (p. 89) à propos de ces séquences S-C, dans lesquelles coexistent argilites non sulfatées et couches anhydritiques.

CHAPITRE VIII

L'ÉVOLUTION DES MINÉRAUX ARGILEUX UNE DIAGENÈSE MAGNÉSIIENNE

Les différents environnements dans lesquels les Marnes à anhydrite ont pris naissance ayant été précisés, il convient d'examiner dans quelle mesure et comment ils ont influé sur l'évolution vers un pôle magnésien des minéraux argileux.

1 - DONNÉES BIBLIOGRAPHIQUES

a) - Argiles magnésiennes et faciès évaporitiques

La présence de minéraux argileux interstratifiés à chlorite - smectite, irréguliers ou réguliers (corrensite), a été signalée dans de nombreux bassins évaporitiques, et en particulier dans plusieurs bassins triasiques de l'Europe du Nord-Ouest et de l'Afrique du Nord. Ces minéraux magnésiens se trouvent toujours associés à des argilites bariolées sulfatées ou halitiques, faciès typiques du "Keuper germanique".

Ces minéraux argileux magnésiens ont été décrits :

- En France, dans les argilites évaporitiques du Keuper du Bassin de Paris, du Bassin du Jura et dans les Pyrénées (Lucas, 1962 ; Lucas et Ataman, 1968 ; Bennehard, 1970 ; Jarousse, 1978 ; Geisler-Cussey, 1986).

- En Allemagne, dans les argilites bariolées du Keuper (Gipskeuper) (Lippmann, 1954 ; Schlenker, 1971), mais aussi dans les argilites bariolées gypseuses et salifères du Röt qui ressemblent tout à fait celles du Keuper (Lippmann, 1956).

- En Grande Bretagne, dans les argilites bariolées gypseuses ou anhydritiques du Keuper (Honeyborne, 1951 ; Jeans, 1978).

- En Espagne, dans les argilites bariolées gypseuses des régions de Malaga et en Catalogne (Lucas, 1962 ; Caballero et Martin Vivaldi, 1974).

- En Afrique du Nord, dans la série de transition entre les faciès détritiques et les faciès évaporitiques du Trias du bas Sahara (Kubler, 1963, cité par Kubler, 1973).

Il faut toutefois souligner que la présence de minéraux argileux interstratifiés magnésiens n'est pas exclusive aux évaporites triasiques. Ils existent dans des faciès argilo-évaporitiques, semblables à ceux du Keuper germanique, du Permien du Texas (Handford et Bassett, 1982 ; Fisher, 1988 ; Stein *et al.* 1991) ; du Zechstein (Füchtbauer et Goldschmidt, 1959 ; Braitsch, 1971) ; du Dévonien du Bassin de Canning en Australie (Esquevin, 1968, cité par Kubler, 1973).

L'analyse de ces ouvrages permet de dégager, entre autres, les conclusions suivantes :

1 - Les interstratifiés magnésiens chlorite - smectite ne caractérisent pas une époque géologique particulière (le Trias par exemple), mais un milieu de sédimentation particulier (sédimentation argilo-évaporitique dans d'immenses mudflats et saline mudflats) très largement représenté pendant le Keuper de type germanique, mais existant aussi, quoique moins fréquemment, à d'autres époques géologiques.

2 - Dans l'association "minéraux argileux magnésiens - faciès évaporitiques", la présence des sulfates est très fréquente alors que la halite n'est pas indispensable.

b) - Processus d'évolution des minéraux argileux

Divers processus génétiques ont été invoqués pour interpréter l'origine de ces minéraux argileux magnésiens. Parmi ces interprétations, on peut distinguer schématiquement trois grands courants de pensée.

L'école française.

Lucas (1962) et Millot (1964) ont mis l'accent sur la transformation par aggradation précoce des minéraux argileux pendant le transport, avant la sédimentation. C'est ainsi que l'illite dégradée, en suspension, se transforme, pendant son acheminement vers le centre du bassin évaporitique, en interstratifié chlorite-smectite et finalement en chlorite magnésienne.

L'école allemande.

A la différence de l'école française qui a mis l'accent sur la distribution paléogéographique des minéraux argileux dans le bassin, l'école allemande a concentré ses investigations sur l'étude détaillée des minéraux dans une même formation : Lippmann (1956) pour le Röt ; Lippmann (1954), Schlenker (1971) pour le Gipskeuper ; Echle (1961) pour le Röt wand.

Pour ces auteurs, les minéraux argileux magnésiens sont les produits tardifs soit de la transformation diagénétique des phyllites, soit de la néoformation par la réaction entre les solutions interstitielles et les minéraux argileux détritiques. C'est ainsi que la formation de la "corrensite" a été attribuée à l'interaction post-dépositionnelle entre les solutions riches en magnésium et les micas détritiques (Lippmann *et al.*, 1969) :

- L'école américaine.

C'est à partir de l'étude des bassins évaporitiques actuels (playas, sebkhas) que le troisième courant de pensée a pris naissance. En effet, la réinterprétation comme dépôts de "salt pan" de plusieurs séries évaporitiques permienes du Texas (Handford, 1981 ; Lowenstein et Hardie, 1985 ; Hovorka, 1987 ; Lowenstein, 1988 ; etc ...) a largement influencé les considérations génétiques sur l'évolution des minéraux argileux magnésiens dans ces bassins (Handford et Bassett, 1982 ; Fisher, 1988 ; Stein *et al.*, 1991).

Selon ces auteurs, l'exposition des minéraux argileux détritiques à des milieux de plus en plus concentrés en magnésium, depuis les marges du bassin jusqu'au centre halitique (sand flats ----> dry mudflats ----> mudflats ----> saline mudflats ----> salt pan), détermine une chaîne de transformations qui commence avec la smectite dominante et se termine par la corrensite selon le schéma suivant :

Smectite alumineuse ----> Smectite magnésienne (saponite) ----> Interstratifiés irréguliers
chlorite-smectite ----> Interstratifiés réguliers chlorite-smectite (corrensite).

Pour les argiles du Trias à faciès germanique, les travaux de Lucas (1962) servent toujours de référence, en particulier pour les séries du Bassin Parisien. Ils ont d'ailleurs été confirmés par les études de Bennehard (1970) et de Jarousse (1978). Lucas (1974) a ainsi résumé ses conclusions :

- l'altération continentale fournit au Trias "détritique" des minéraux micacés et chloritiques mal cristallisés ;

- les argiles magnésiennes (interstratifiés Chlorite-Smectite ; corrensite ; chlorite magnésienne) se développent dans le Trias "chimique", particulièrement dans le Keuper ; elles proviennent de l'aggradation des argiles détritiques ;

- cette aggradation se produit au cours du transport des argiles détritiques vers le bassin ;

- en l'absence d'argiles détritiques, il peut y avoir des pseudo-néoformations et des néoformations d'argiles magnésiennes (attapulgite, sépiolite) ;
- il semble y avoir des corrélations entre certaines argiles et le faciès : par exemple, corrensites et faciès salifère, chlorite et argilite.
- le magnésium est l'ion indispensable à toutes ces transformations et néoformations des argiles magnésiennes ; c'est la caractéristique géochimique du Trias.

Ces conclusions très générales sont celles d'une vaste synthèse sur tout le Trias marocain et ouest-européen, à partir d'un échantillonnage obligatoirement assez lâche de nombreuses coupes et forages (en général de l'ordre de 5 m, et à partir le plus souvent de déblais). Par ailleurs, les modèles sédimentologiques actuels étaient à l'époque encore trop imprécis pour venir étayer les observations faites sur une série ancienne. L'étude détaillée des Marnes à anhydrite conduit à réviser certaines de ces conclusions.

2 - L'ORIGINE DU MAGNÉSIUM

Ainsi que l'écrit Lucas (1974), "pour qu'un milieu puisse agir fortement sur les minéraux argileux, il est nécessaire qu'il soit confiné en magnésium". Tous les auteurs qui ont étudié les argiles évaporitiques ont insisté sur l'importance du magnésium dans leur évolution (Lippmann, 1956; Millot, 1964 ; Irion et Müller, 1968 ; Perthuisot, 1975 ; Trauth 1977 ; Geisler-Cussey 1986). En revanche l'origine du magnésium et le moment de ces transformations diagénétiques argileuses continuent d'être l'objet de grandes discussions.

Pour Lucas, c'est au cours de l'acheminement par suspension des argiles détritiques vers le centre du bassin que se produit leur aggradation, au sein des eaux d'une mer épicontinentale constamment alimentée par des venues marines qui compensent les pertes dues à une évaporation intense. Les transformations du cortège argileux sont liées à l'augmentation progressive de la teneur en Mg des eaux, de la périphérie vers la partie centrale du bassin.

Nous avons établi que le fonctionnement du bassin lors du dépôt des Marnes à anhydrite a été totalement différent, avec l'alternance maintes fois répétée d'immersions et d'émersions. Le domaine maritime permanent envisagé par Lucas et nécessaire pour étayer sa façon de voir est donc en fait intermittent et, à chaque fois, très rapidement réduit à la seule zone centrale, qui d'ailleurs peut émerger à son tour (*cf.* le gisement salifère lorrain). Il semble donc, dans ces conditions, que le temps et l'espace manquent alors pour permettre les transformations subies par les minéraux argileux, en particulier dans les mudflats.

Rappelons aussi (*cf.* p. 93) qu'au moment des inondations, la salinité des eaux peut être très variable selon l'importance relative des eaux continentales (nécessaires au transport vers la zone immergée du bassin du matériel détritique argileux) et des incursions marines (elles-mêmes soumises à une évaporation plus ou moins importante entre leur lieu d'origine et le centre du bassin distal de Lorraine - Champagne). Deux exemples indubitablement liés aux conditions dans lesquelles la sédimentation s'est effectuée illustrent deux cas extrêmes : la précipitation chimique des "lamines" sulfatées du faciès mixte d'une part, la présence d'esthéries d'autre part.

C'est l'évaporation de la nappe d'eau qui, quelle que soit sa composition originelle, va uniformiser son chimisme. Après la décantation des argiles et un début d'évaporation, les eaux continentales ne jouent plus aucun rôle. Le relais est pris par la formation de saumures dans lesquelles se concentrent les ions d'origine essentiellement marine. Celles-ci peuvent persister dans le centre du bassin et précipiter du sel ; elles n'existent plus qu'en position interstitielle dans les zones périphériques émergées des mudflats.

C'est donc au sein même des dépôts argileux en contact permanent avec leurs saumures interstitielles concentrées par l'évaporation que les transformations des argiles s'effectuent. A la rigueur, les fortes concentrations des saumures libres du salt pan peuvent leur permettre de jouer un certain rôle selon le processus présenté par Lucas.

Il faut enfin noter que les saumures ainsi stockées en domaine émergé dans de véritables nappes phréatiques vont encore se concentrer sous l'effet de l'évaporation tant que durera l'émersion. Et surtout qu'elles se rechargeront lors de l'inondation suivante, renouvelant ainsi la réserve de magnésium.

Echle (1961, cité par Jeans, 1978) a été le premier à constater la grande quantité de magnésium incorporée dans les argiles triasiques. Dans son étude des argilites du Röt wand (l'équivalent latéral des Argiles de Chanville), il a été estimé que la quantité de magnésium présente dans ces argilites est de 2 à 15 fois supérieure à ce qu'on pourrait attendre si le magnésium provenait seulement de l'eau interstitielle piégée dans les sédiments argileux (en estimant la porosité à 50 %). Pour expliquer cette anomalie, il a proposé trois solutions :

- les particules d'argiles détritiques sont déjà riches en magnésium ;
- la porosité des argiles est beaucoup plus élevée que 50 % ;
- la présence d'un système ouvert d'échange des saumures entre les eaux interstitielles dans les argiles et la nappe phréatique. C'est-à-dire une évolution diagénétique précoce, avant la compaction.

Cette troisième solution est celle que nous envisageons aussi pour les Marnes à anhydrite.

3 - LA DIAGENÈSE DES MINÉRAUX ARGILEUX

Au moins en ce qui concerne la série évaporitique des Marnes irisées inférieures et moyennes de Lorraine, d'autres conclusions générales de Lucas ne peuvent être retenues. Nous les évoquerons rapidement avant de présenter les modalités de la transformation et de la néoformation de nos argiles magnésiennes.

A - LES SMECTITES

Ces minéraux argileux sont largement représentés dans l'association B1, où ils sont pratiquement seuls en dehors des illites bien cristallisées (30 à 40 %) et d'une chlorite très minoritaire (5 à 10 %). Dans les associations B2 et B3 apparaissent des interstratifiés C-S d'abord en moindre quantité, puis dominants (p. 68 et fig. 11). Pour sa part, Lucas (1962, p. 133) signale son absence quasi-totale non seulement en Lorraine, mais dans tout le domaine du Trias à faciès germanique.

De ce fait, les smectites ne prennent pas place dans ses schémas évolutifs des argiles, dans lesquels on passe brusquement de l'illite ouverte à des interstratifiés Chlorite-Smectite sans passer par la smectite. Nous avons au contraire montré la

présence de cette dernière dans le processus de dégradation de la phase argileuse des Marnes irisées moyennes (fig. 14). Les interstratifiés Chlorite-Smectite se forment aux dépens de la smectite et non de l'illite dégradée. Caballero et Martin Vivaldi (1974) sont arrivés à la même conclusion en ce qui concerne la formation de l'interstratification Chlorite-Smectite dans le Trias espagnol.

B - LA CHLORITE MAGNÉSIEENNE

La chlorite magnésienne est considérée par Lucas comme le stade ultime de l'aggradation magnésienne, ce qui n'est pas en accord avec nos observations. En effet, les chlorites sont toujours minoritaires dans nos associations argileuses, et particulièrement dans les cortèges argileux magnésiens les plus évolués. C'est en particulier le cas pour l'association C à corrensite où elle n'intervient que pour 5 à 10 % (p. 70).

Il semble bien que cette quasi-absence de la chlorite soit l'une des caractéristiques des argiles évaporitiques du Keuper à faciès germanique dans plusieurs bassins triasiques de l'Europe de Nord-Ouest (Lippman, 1956 ; Schlenker, 1971 ; Caballero et Martin Vivaldi, 1973 ; Jeans, 1978 ; Geisler-Cussey, 1986).

D'autres occurrences de chlorites magnésiennes sont signalées par Lucas, mais dans des faciès non évaporitiques, comme dans le Calcaire à cératites (Muschelkalk supérieur) de Lorraine.

C - LES MODALITÉS DE LA DIAGENÈSE

a) - Les transformations dégradantes et aggradantes

Le paysage très aplani de la fin des Marnes irisées inférieures favorise les phénomènes d'altération et la formation de sols. Les ions libérés et les minéraux argileux dégradés sont évacués plus ou moins régulièrement dans le bassin par les eaux continentales.

Pour une partie au moins, ces ions contribuent, lors de l'évaporation des eaux, à la formation de sels variés : carbonates, sulfates ou chlorures. L'inondation suivante entraîne la dissolution sélective des sels les plus solubles et enrichit les eaux libres ou interstitielles du bassin en certains ions (Cl, Na, Mg, K par exemple), tandis que d'autres (Ca) demeurent piégés.

Les illites et les chlorites détritiques sont soumises à des dégradations selon les schémas suivants :

Illite ----> Illite dégradée ----> Interstratifié I-Sm ----> Smectite alumineuse
Chlorite ----> Chlorite dégradée ----> Interstratifié C-Sm ----> Smectite alumineuse

Ces argiles dégradés (association A) constituent le matériel à partir duquel les minéraux magnésiens prennent naissance dans le milieu évaporitique. Il se peut que leur distribution dans le bassin subisse un tri latéral qui modifie leurs pourcentages relatifs.

L'effet de l'érosion sur la distribution des minéraux argileux est particulièrement important pour les sols fins. Le pouvoir de dispersion est très variable d'un minéral argileux à l'autre. Rhoton *et al.* (1973, cité par Singer, 1984) ont montré que les minéraux argileux gonflants (et dans une moindre mesure l'illite) sont sélectivement transportés à la surface des sols. Ceci se traduit par le

transport préférentiel des minéraux argileux gonflants vers le centre du bassin, ne laissant sur place (dans les faciès gréseux) que l'illite dégradée.

Ce tri des minéraux argileux donne une explication plausible de la diminution du pourcentage des illites et de l'augmentation de celui des smectites dans les mudflats et les saline mudflats.

Dans les milieux évaporitiques, les minéraux argileux sont soumis à une aggradation dont le schéma dépend de leur degré de dégradation. Par exemple :

Illite peu dégradée ---->	Illite bien cristallisée	} C' est la cicatrisation de réseaux peu dégradés.
Chlorite peu dégradée ---->	Chlorite bien cristallisée	

Smectite alumineuse ---->	Smectite magnésienne ---->	Interstratifié irrégulier C-Sm
	---->	Interstratifié régulier C-Sm (corrensite)

b) - Les associations C à corrensite

La distribution des différentes associations d'argiles magnésiennes (fig. 13 et pp. 78-79) montre :

- pour la partie inférieure des Marnes à anhydrite, l'existence d'un seul type d'association, celle à corrensite (C) ;

- pour les parties moyenne et supérieure, une forte dispersion entre les associations B1 à B4 et même C.

La même opposition existe dans la Formation salifère (p. 79), entre une répartition homogène pour les argilites intimement associées au sel et une répartition hétérogène pour celles des niveaux intercalaires plus épais. Ces derniers correspondent à l'installation de mudflats jusque dans le coeur du bassin.

Cette opposition doit être le reflet de modalités différentes dans l'évolution diagénétique des argiles.

Les associations à corrensite se sont développées pour la plupart dans un salt pan ou un saline mudflat, au contact de saumures très concentrées, libres ou interstitielles. Parmi les sous-environnements d'un bassin évaporitique, ceux-ci connaissent les plus longues périodes d'immersion et sont donc les moins changeants. Cette stabilité relative peut être à l'origine d'une certaine uniformité dans la transformation des argiles.

Quoiqu'il en soit, la corrélation entre la corrensite et les faciès fortement évaporitiques que Lucas (1974) a évoqué à la suite de Frey (1969) semble bien se confirmer.

c) - Les associations magnésiennes B

Ces associations sont, à des rares exceptions près, celles rencontrées dans les Marnes à anhydrite moyennes et supérieures (fig. 13) qui se sont déposées dans des mudflats et ont été ensuite exposées à l'air pendant des périodes plus ou moins longues (séquences S-B1, S-B2 et S-C). Il a été dit (p. 93) que les saumures interstitielles demeurent piégées dans les argilites, compte-tenu de l'absence d'un courant de retour vers le domaine maritime, et qu'elles s'y concentrent du fait de recharges possibles et de l'évaporation.

C'est précisément dans la zone d'évaporation capillaire de ces saumures que se forment par diagenèse précoce les nodules anhydritiques (p. 89). Il en résulte un changement important dans la composition chimique des saumures interstitielles, avec l'accroissement considérable de la concentration en magnésium par rapport à celle du calcium mobilisé dans le sulfate.

Il n'est pas interdit de penser que l'évolution des argiles vers un pôle magnésien soit favorisée par cette forte augmentation du rapport Mg/Ca. Un argument en ce sens est fourni par la diagenèse carbonatée qui intervient en même temps que les diagenèses sulfatée et argileuse et interfère avec elles.

Les carbonates identifiés dans les Marnes à anhydrite sont toujours magnésiens : dolomite et magnésite. Cette dernière, qui est le carbonate caractéristique dans les unités halitiques, est pratiquement seule présente à la base des Marnes à anhydrite. Dans le reste de la formation, elle est généralement associée à la dolomite mais toujours dominante (fig. 7). Ce n'est que dans les niveaux supérieurs, proches du passage aux Marnes irisées moyennes, que la dolomite devient majoritaire.

La magnésite est un constituant accessoire des dépôts évaporitiques, peut-être plus fréquent qu'il est dit du fait de la difficulté à l'identifier. Strakhov (1970) indique sa présence en association avec la halite et la polyhalite dans le Permien de la Volga et voit son origine dans l'arrivée d'eaux fluviales calcaires réagissant sur des eaux lagunaires sulfatées magnésiennes, selon la réaction suivante :



La formation de magnésite semble plus liée à un déséquilibre du rapport Mg/Ca qu'à la salinité ou au chimisme général des eaux. Pour Guillou (1980), elle nécessite la disparition quasi complète du calcium, les carbonates magnésiens n'apparaissant que lorsque le rapport Mg/Ca dépasse 40 (7 à 15 pour la dolomite).

Beaucoup d'auteurs ont signalé la magnésite dans des sites évaporitiques récents ou actuels (Kinsman, 1966 ; Butler, 1970 a et b; Bush, 1970 ; Perthuisot, 1975 ; ...) Dans les sebkhas où les dépôts sont essentiellement de nature silico-clastique, il n'y a pas de dolomitisation et le calcium est piégé dans les sulfates. Le rapport Mg/Ca augmente alors fortement dans les eaux interstitielles, facilitant la formation de la magnésite ainsi que celle de minéraux argileux magnésiens.

L'importance que prennent la dolomite et surtout la magnésite dans les Marnes à anhydrite, avec des pourcentages dépassant souvent 30 %, entraîne un fort prélèvement sur le stock de magnésium disponible dans les saumures, ce qui ne peut manquer d'avoir une incidence sur l'intensité de la transformation des argiles.

C'est l'une des raisons qui peuvent être avancées pour expliquer l'hétérogénéité de la diagenèse argileuse dans ces platiers émergés. Une autre raison, très vraisemblable, est à chercher dans les caractères variables de ces émergences : durée plus ou moins prolongée, évaporation plus ou moins intense, possibilité d'inondations éphémères, sous-environnement de nature plus ou moins marginale, etc Ces variations ont évidemment joué sur la concentration et le niveau des nappes phréatiques, et donc sur les rapports entre les sédiments et les saumures. Les colorations différentes des argilites, telles qu'on peut encore les observer dans la série, sont aussi l'expression concrète de la diversité du milieu.

Il est alors intéressant de remarquer, sur la figure 13, que la majorité des associations B2 et B3 proviennent des argilites rouges (entre 219 et 208 m et 205 et 202 m), tandis que l'association B1 correspond généralement à des argilites gris-vert ou grises. Il y a manifestement des corrélations assez étroites entre la couleur des argilites, les changements environnementaux et les phénomènes diagénétiques

de toutes sortes qu'elles ont subies et leur distribution au sein des séquences. L'enchaînement qui a été proposé (pp. 56 et 90) pour les séquences S-B1 et S-B2 en une grande séquence S-B récapitule, dans un ordre logique, toutes les situations particulières qui peuvent se succéder dans ces mudflats.

Ces conditions changeantes, liées à l'émersion franche du platier et au battement de la nappe phréatique, sont bien différentes de celles, beaucoup plus constantes, du salt pan et du saline mudflat, et il n'est pas étonnant que ces différences se retrouvent dans la distribution, hétérogène ou homogène, des associations argileuses.

Il semble donc y avoir, pour celles-ci deux évolutions possibles à partir d'un stock commun de minéraux plus ou moins dégradés, et dont le stade terminal se serait pas tout à fait le même selon leur localisation dans le bassin. L'une s'achève avec la corrensite (association C) en passant par B4 avec ses interstratifiés irréguliers C-Sm. L'autre se termine avec les associations à smectites magnésiennes parvenues à différents taux de transformation.

Parmi ces dernières, c'est peut-être l'association B1 qui correspond au stade le plus évolué. En effet, les faciès rouges, dont proviennent les associations B2 et B3, sont certainement les plus asséchés, ce qui doit limiter l'intensité des transformations ; il en a été d'ailleurs ainsi à ces niveaux pour la diagenèse sulfatée. A l'inverse, les argilites gris-vert ou grises de base de séquence ont dû rester constamment imprégnées de saumures. C'est de plus dans l'association B1 correspondante qu'a été trouvée la stévensite (p. 66), smectite trioctaédrique purement magnésienne.

D - CONCLUSION

Les phénomènes diagénétiques qui ont affecté les Marnes à anhydrite sont extrêmement complexes, qu'il s'agisse des sulfates ou des minéraux argileux, pour ne nommer que ceux qui sont traités dans ce mémoire. Les résultats exposés ci-dessus mettent au moins un début d'ordre dans cette complexité.

Cette recherche demande toutefois à être poursuivie à partir de ces premières conclusions. Il faudrait en effet :

- échantillonner de façon plus serrée quelques séquences pour suivre au plus près l'évolution des argiles ;
- procéder à une meilleure identification des smectites (alumino-ferrifères, alumino-magnésiennes et magnésiennes) ;
- tenter de trouver de nouvelles corrélations d'ordre géochimique par l'étude plus approfondie des diagenèses carbonatée et siliceuse.

CHAPITRE IX

CONCLUSION : L'ÉPISODE ÉVAPORITIQUE DES MARNES IRISÉES INFÉRIEURES

En conclusion à cette étude des Marnes à anhydrite, nous aborderons rapidement quelques thèmes ou questions concernant le bassin évaporitique auxquelles elles appartiennent.

A - LE COUPLE INONDATION - ÉMERSION : CONSÉQUENCES SUR L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE.

Une des caractéristiques les plus importantes de la série des Marnes à anhydrite réside dans le fait que toutes les séquences qui les constituent commencent par une inondation et s'achèvent par une émergence plus ou moins franche et prolongée.

Ce sont les séquences "événementielles", déjà évoquées p. 91. Elles débutent par une phase de sédimentation essentiellement sous-aquatique qui contribue par ses dépôts à édifier la colonne lithologique. La seconde phase est marquée par tous les phénomènes qui peuvent affecter ces dépôts pendant l'émergence : déformations des structures, fissurations, diagenèses diverses, dissolution, érosion, etc ... L'enregistrement sédimentaire de ces événements est souvent très discret. Il est pourtant essentiel de repérer cette phase correspondant à une discontinuité sédimentaire qui peut être de longue durée.

Les travaux poursuivis dans notre Laboratoire sur le gisement salifère lorrain ont conduit exactement à la même conclusion (Marchal *et al.*, 1991) (*cf.* p. 92). Ce couple "inondation-émergence" est une donnée constante qui règle la sédimentation à tout moment et en tout lieu (sauf naturellement dans les zones bordières constamment émergées).

Si cette cause est constante, il n'en est pas de même pour les dépôts et les phénomènes qui en résultent. Leur lithologie varie en fonction du sous-environnement dans lequel ils s'accumulent ou se manifestent. C'est ce qui a conduit à identifier dans les Marnes à anhydrite plusieurs types de séquence. Un sondage en donne la succession verticale. Mais à une période donnée (le temps que dure une séquence événementielle), ces divers types de séquences coexistent et passent latéralement de l'un à l'autre. Ce n'est là que l'application de la loi de Walther qui dit "qu'on ne peut rencontrer en superposition que les faciès et les provinces de faciès géologiques qui sont juxtaposés à l'heure actuelle" (Lombard, 1956, p. 433).

Les différences lithologiques observées entre ces séquences dans les Marnes à anhydrite ne sont pas trop fortes, du fait que l'on demeure dans une sédimentation argileuse de mudflats *s.l.* En revanche, une séquence contemporaine dans le salt pan est naturellement essentiellement halitique. De même, les événements qui se produisent au cours de l'émergence sont bien différents : surtout diagénétiques dans

les mudflats, et plutôt limités à des déformations (tepees) et à des réseaux de fissures dans le salt pan.

Il est évident que ces variations latérales de faciès pour une même séquence risquent de compliquer les corrélations à cette échelle.

B - LES ÉQUIVALENTS LATÉRAUX DE LA SÉRIE ÉVAPORITIQUE LORRAINE

Les travaux de Marchal (1983) ont montré que l'arrêt de la sédimentation du sel en Lorraine ne correspondait qu'à un déplacement progressif vers l'Ouest de la partie centrale du bassin dans laquelle l'accumulation de couches de sel s'est poursuivie (fig. 2 et 6). Ce déplacement latéral fait que le sel champenois et les Marnes à anhydrite *p.p.* sont des dépôts à peu près contemporains. Ils donnent ainsi un bon exemple de la paléogéographie de l'époque, avec le salt pan bordé à l'Est par les diverses catégories de mudflats.

Il n'existe malheureusement pas de sondages carottés dans le sel champenois et les diagraphies ne permettent pas de vérifier s'il présente les mêmes types de séquences qu'en Lorraine. Il y a toutes les raisons de le penser, au moins pour les unités salifères O, P et Q qui sont communes aux deux provinces.

De la même façon, les équivalents du sel lorrain peuvent être recherchés vers l'Ouest. Ce sont évidemment les niveaux argilo-sulfatés qui donnent un surcroît d'épaisseur à l'Ensemble infra-halitique (fig. 2), et pour lesquels on ne dispose que de diagraphies. En revanche, vers l'Est, le Gypskeuper affleure dans le Sud-Ouest du Bassin germanique (région de la vallée de Neckar, à l'Est du fossé rhénan). Aigner et Bachmann (1989) en ont étudié le tiers inférieur, au-dessus de la Lettenkohle ; cette série est contemporaine de l'Ensemble infra-halitique et de la base du gisement salifère lorrain. Les auteurs sont arrivés aux conclusions suivantes :

- la série est formée de séquences superposées (18 pour 30 mètres de dépôts) ;
- chacune débute par une ingression marine (parfois associée à des sheet floods) et s'achève par une émergence ;
- de la base au sommet de la série, un changement de la lithologie des séquences (de carbonatées avec gypse primaire à argileuses gris-vert et rouges) indique une évolution progressive d'un milieu subtidal dominant à supratidal dominant.

La similitude avec les conditions de sédimentation observées en Lorraine est évidente. L'évolution d'ensemble constatée pour cette série résulte du changement progressif des 18 séquences ; elle n'est pas sans rappeler celle qui est enregistrée pour les Marnes à anhydrite dans une seule séquence de type S-B. Les séquences du Gypskeuper apparaissent donc moins différenciées verticalement que celles des Marnes à anhydrite. Il en est de même latéralement avec une lente évolution des faciès "bassin" vers des faciès plus marginaux. Dans ces conditions, les corrélations séquence à séquence s'avèrent relativement aisées sur de longues distances. Elles sont extrêmement utiles pour la chronostratigraphie : des niveaux repères de quelques décimètres d'épaisseur peuvent ainsi se suivre sur plusieurs centaines de kilomètres.

Une sédimentation discontinue, réglée à chaque séquence par l'incursion et l'évaporation d'eaux marines, constitue donc un modèle sédimentaire valable à cette échelle pour une grande partie, sinon pour l'ensemble, du Bassin germanique.

C - LA SUBSIDENCE

Trois modèles ont été proposés pour expliquer la relation entre la subsidence et la sédimentation halitique dans les Marnes irisées inférieures du Bassin de Paris :
 - a : La préexistence d'une fosse initiale ("cuvette"). - b : La subsidence fractionnée dans le temps, accompagnée d'un taux d'accumulation halitique rapide. - c : La subsidence continue, accompagnée d'un taux d'accumulation halitique très lent.

a) - La préexistence d'une fosse initiale. ("cuvette" ou "bassin affamé").

C'est un modèle théorique décrit par Busson (1974, 1980), dans lequel les dépôts halitiques comblent très rapidement une fosse préexistante. Ce modèle est caractérisé par une hétérochronie totale entre les dépôts halitiques du centre et les dépôts carbonatés et sulfatés des marges du bassin.

Une variante de ce modèle a été proposée par Busson et Cornée (1988) pour expliquer la mise en place des évaporites dans plusieurs bassins d'âge Carnien inférieur de l'Europe du Nord-Ouest. L'alternance sel - argile est expliquée par celle de périodes climatiques arides (favorables à la précipitation halitique) et humides (favorables au dépôt des argiles), dans un bassin à eaux stratifiées. La profondeur du bassin n'a pas été précisée par les auteurs, mais elle doit être relativement importante pour tenir compte de la vitesse de la sédimentation halitique qui dépasse celle du taux de subsidence et remplirait rapidement le bassin, si celui-ci n'a pas été profond à l'origine.

Un bassin relativement profond et une mise en place "sous-aquatique" de l'ensemble de la série évaporitique sont des environnements sédimentaires, incompatibles avec les résultats de cette étude ainsi qu'avec celles de Hilly *et al.* (1988), Buffet *et al.* (1988) et Marchal *et al.* (1991), qui concluent à l'émersion du bassin à nombreuses reprises et à la progradation des mudflats jusqu'à son centre.

b) - La subsidence fractionnée dans le temps, accompagnée d'un taux d'accumulation halitique rapide.

Ce modèle a été proposé par Geisler-Cussey (1986) pour expliquer la genèse des couches de sel. Chacune d'elles correspond à une manifestation de la subsidence de l'ordre d'un ou de quelques mètres, créant une dépression rapidement remplie par du sel qui est préservé dès que la stratification des eaux est rétablie.

Le bassin est donc peu profond et la stratification des eaux est occasionnelle. Ce modèle, établi avant que les structures sédimentaires observées dans la mine et sur les carottes de sondages aient été étudiées, ne tient pas compte non plus de la réalité des émergences. De plus, il est difficile d'imaginer pourquoi le sel n'a pas été dissous pendant les longues périodes de dilution (responsable de la mise en place des couches d'argile) durant lesquelles la stratification des eaux n'a pas été rétablie.

c) - La subsidence continue, accompagnée d'un taux d'accumulation halitique très lent.

Dans ce modèle, proposé par Marchal *et al.* (1991), le bassin est peu profond, et si la sédimentation halitique est très rapide, le taux d'accumulation moyen des faciès halitiques est très lent, compte tenu de la durée importante des phases d'émersion à la fin de chaque séquence événementielle.

En d'autres termes, le taux d'accumulation moyen du sel est égal au taux de subsidence dans le bassin. L'étude sédimentologique des Marnes à anhydrite confirme les résultats obtenus pour la Formation salifère.

Le fait qu'on soit parvenu à ce troisième modèle n'implique pas que les deux autres soient faux ou inexistantes pour d'autres bassins. Ce que l'on peut dire, c'est qu'ils sont incompatibles avec les résultats de l'étude sédimentologique des Marnes irisées inférieures dans le bassin de Lorraine - Champagne.

D - LA MER GERMANIQUE ?

Le couple inondation - émergence qui caractérise la dynamique des bassins évaporitiques implique qu'il n'y a pas de communication permanente avec un domaine maritime, mais seulement des incursions épisodiques dont le déclenchement peut être imputé soit à une subsidence différentielle, soit à une variation du niveau marin, soit aux deux.

Dans ces conditions, il est normal que les courants de retour n'existent pas et que les saumures concentrées demeurent piégées dans le bassin. Les pourcentages parfois élevés en brome dans la halite (Geisler-Cussey, 1986), la présence de polyhalite dans certaines couches de sel et les diagenèses magnésiennes importantes subies par les carbonates et les argiles en sont la conséquence dans les salt pans et dans les mudflats.

Cet aspect épisodique de l'alimentation des bassins évaporitiques pose le problème du raccordement avec le domaine maritime. Deux hypothèses extrêmes sont à envisager :

- ou ce domaine maritime, la "Mer germanique", est là en permanence, et ce sont alors les zones de communication qui ne fonctionnent que temporairement, du fait de l'influence de facteurs locaux particuliers.

- ou bien les zones de communication sont toujours opérationnelles, mais ne fonctionnent que lorsque le domaine maritime existe.

Au bénéfice de la première hypothèse, on rappellera que l'extension du bassin salifère de Lorraine - Champagne est manifestement influencée, voire contrôlée par les structures du socle hercynien (fig. 5). Et aussi qu'un taux de subsidence locale plus élevé peut créer la légère dépression qui, dans un paysage extrêmement plat, suffit à provoquer une incursion marine. Des évolutions similaires ont pu affecter les autres bassins halitiques du domaine germanique, mais pas obligatoirement au même moment. Ceci expliquerait que la sédimentation halitique débute ici plus tôt (Jura - Bresse) ou s'achève là plus tard (Champagne, Mer du Nord méridionale) qu'en Lorraine (Marchal, 1986).

Mais ce raisonnement ne vaut qu'à l'échelle des ensembles halitiques et non à celle des séquences événementielles qui témoignent des émergences répétées enregistrées non seulement dans les salt pans, mais aussi dans les immenses domaines des mudflats. Ce qui revient à envisager que, sur une partie importante de son territoire, la Mer germanique s'est périodiquement asséchée. Le réservoir maritime permanent serait alors à rechercher plus loin, en particulier dans la Téthys pour ce qui concerne le Bassin Parisien, le Jura, la Bresse et le Sud-Ouest de l'Allemagne.

La sédimentation fortement évaporitique qui règne au Carnien inférieur serait la conséquence d'un niveau très bas de la Mer germanique alternant avec des périodes d'assèchement quasi-total, ce qui ne permettait plus de compenser les effets de l'évaporation. Cette situation résulterait elle-même d'une baisse eustatique du niveau de la mer ouverte qui l'alimente. Les accumulations halitiques en apparaissent ainsi comme le reflet lointain.

BIBLIOGRAPHIE

- AIGNER T. and BACHMANN G.H. (1989). - Dynamic stratigraphy of an evaporite-to-red bed sequence ? Gipskeuper (Triassic), southwest German Basin. *Sediment. Geol.*, v. 62, pp. 5-25.
- AIGNER T. and BACHMANN G.H. (1992). - Sequence stratigraphic framework of the German Triassic. *Sedimentary Geology*, v. 73, pp. 115-135.
- ALI Y.A. and WEST I. (1983). - Relationships of modern gypsum nodules in sabkhas of loess to composition of brines and sediments in northern Egypt. *J. sedim. Petrol.*, v. 53, pp. 1151-1168.
- ANDERSON R.Y. and KIRKLAND D.W. (1966). - Intrabasin varve correlation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 77, pp. 241-255.
- ANDERSON R.Y., DEAN W.E., KIRKLAND D.W. and SNIDER H.I. (1972). - Permian Castile varved evaporite sequence, West Texas and New Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 83, pp. 59-86.
- BAILLEY S.W., BRINDLEY G.W., KODAMA H. and MARTIN R.T. (1982). - Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1980-1981. *Clays & Clay Minerals*, v. 30, pp. 76-78.
- BENNEHARD M. (1970). - Contribution à l'étude minéralogique et sédimentologique des terrains triasiques dans quelques sondages du Bassin de Paris. Thèse Fac. Sci. Univ. Toulouse (ronéo), 141 p.
- BODINE M.W. jr. and FERNALLD T.H. (1973). - EDTA dissolution of gypsum, anhydrite and Ca-Mg carbonates. *J. Sedim. Petrol.*, v. 43, pp. 1152-1156.
- BODINE M.W.Jr. and MADSEN B.M. (1985). - Mixed-laver chlorite-smectite from an evaporite cycle in the Paradox Member of the Hermosa Formation, Grand County, Utah. *Proc. 8th Internat. Clay Conf.*
- BORCHERT H. and MUIR R.O. (1964). - "Salt Deposits : The Origin, Metamorphisme and Deformation of Evaporites". The University Series in Geology, Van Nostrand Co. London, 338 p.
- BOURQUIN S. (1991). Analyse facio-séquentielle par diagraphies du Trias du Centre Ouest du Bassin de Paris : apports à la reconstitution de l'environnement de dépôt. Thèse Université Nancy I, 215 p.
- BRAITSCH O. (1971). - Salt Deposits. Their Origin and Composition. Springer-Verlag, 297 p.
- BRINDLEY G.W. (1961). - Chlorite minerals. In : Brown G. (ed.) "The X-ray Identification and Crystal of Clay Minerals". London. Mineralogical Society, pp. 242-296.
- BUFFET A., HILLY J. et MARCHAL C. (1988). - Structures verticales recoupant suivant des réseaux polygonaux superposés la série salifère. 12^{ème} Réun. Sci. Terre, Lille, 1988, *Soc. géol. Fr. édit.*, Paris, Résumés, p. 26.

- BUNDY W.M. (1956). - Petrology of gypsum-anhydrite deposits in Southwestern Indiana. *J. Sedim. Petrology*, v. 26, pp. 240-252.
- BUSH P.R. (1970). - Chlorid-rich brines from sabkha sediments and their possible role in ore formation. *Trans. Inst. Min. Metall. Sect. B*, pp. B137-B144.
- BUSSON G. (1972). - Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. *Mém. Mus. nat. Hist. nat., Sci. de la Terre*, C. 26, 441 p.
- BUSSON G. (1979). - Couches laminées riches en matière organique et précédant les roches salines : les enseignements d'un enchaînement de faciès. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 75, pp. 5-18.
- BUSSON G. (1980). - Les grandes cuvettes évaporitiques en milieu détritique : comment elles se creusent, comment elles se remplissent. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. ELF-Aquitaine*, v. 4, pp. 557-588.
- BUSSON G. et CORNEE A. (1988). - Enseignements généraux de l'extrême constance de la séquence argile-halite du Carnien de bassins distants et isolés d'Europe du Nord-Ouest. *Eclogae geol. helv.*, v. 81, pp. 441-455.
- BUTLER G.P. (1969). - Modern evaporite deposits and geochemistry of coexisting brines. The sabkha, Trucial coast. Arabian Gulf. *J. Sedim. Petrol.*, v. 39, pp. 70-89.
- BUTLER G.P. (1970 a). - Holocene gypsum and anhydrite of the Abu Dhabi sabkha. Trucial Coast : an alternative explanation of origin. *In* : "Third Symposium on Salt", v. 1, Northern Ohio Geological Society, Cleveland, Ohio, pp. 120-152.
- BUTLER G.P. (1970 b). - Secondary anhydrite from a sabkha, northwest Gulf of California, Mexico. *In* : "Third Symposium on Salt", v. 1, Northern Ohio Geological Society, Cleveland Ohio, pp. 153-155.
- CABALLERO M.A. et MARTIN VILVALDI J.L. (1974). - Contribution à l'étude de la genèse des minéraux argileux dans les bassins sédimentaires triasiques. *Bull. Groupe franç. Argiles*, t. XXVI, pp. 229-237.
- CARROLL D. (1970). - Clay minerals : a guide to their identification. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 126, 80 p.
- CHAMLEY H. (1989). - Clay Sedimentology. Springer-Verlag, 623 p.
- CODY R.D. (1976). - Growth and early diagenetic changes in artificial gypsum crystals grown within bentonite muds and gels. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 87, pp. 1163-1168.
- CONLEY R.F. and BUNDY W.M. (1958). - Mechanism of gypsification. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 15, pp. 57-72.
- COUREL L., DURAND M., MAGET P., MAIAUX P., MENILLET F. et PAREYN C. (1980). - Synthèse géologique du Bassin de Paris. Trias. *Mém. B.R.G.M.*, n° 101, pp. 37-73.
- DOTT R.H. (1983). - SEPM Presidential Adress : Episodic sedimentation - How normal is average ? How rare is rare ? Does it matter ? *Journ. Sed. Petrol.*, v. 53, pp. 5-23.
- DUBOIS P. et UMBACH P. (1974). - A propos du Trias de deux bassins sédimentaires français : le Bassin de Paris et le Bassin du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, t. XVI, pp. 696-707.

- ECHLE W. (1961). - Mineralogische Untersuchungen an Sedimenten des Steinmergelkeupers und der Roten Wand aus der Umgerbung von Göttingen. *Beitr. Min. Petr.*, v. 8, pp. 29-59.
- EINSELE G. and SEILACHER A. Eds. (1982). - Cyclic and Event Stratification. Berlin. Springer-Verlag, 536 p.
- FISHER R.S. (1988). - Clay minerals in evaporite host rocks. Paio Duro Basin, Texas Panhandie : *J. Sedim. Petrol.*, v. 58, pp. 836-844.
- FRIEDMAN G.M. (1980). - Dolomite is an evaporite mineral. Evidence from the rock record and from sea-marginal ponds of the Red Sea. In : Zenger *et al.* (eds) : Concepts and Models of Dolomitisation, *Spec. Publ. S.E.P.M.*, 28, pp. 1299-1304.
- FÜCHTBAUER H. und GOLDSCHMIDT H. (1959). - Die Tonminerale der Zechsteinformation. *Beitr. Min. Petr.*, v. 6, pp. 325-345.
- FULLER J.G.C.M. and PORTER J.W. (1969). - Evaporite formation with petroleum reservoirs in Devonian and Mississippian of Alberta, Saskatchewan, and North Dakota : *Am Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 53, pp. 909-926.
- GAMERMANN N. (1979). - Contribution à l'étude de la diagenèse des grès ; couleur rouge, argiles authigènes et induration. Formations d'Estrada Nova, de Rosario do Sul et de Botucatu (Brésil) et Buntsandstein des Vosges (France). *Sci. géol. Mém.*, 59, 122 p.
- GEISLER-CUSSEY D. (1986). - Approche sédimentologique et géochimique des mécanismes générateurs de dépôts évaporitiques. Sur les exemples actuels de salins de Camargue et d'Espagne et fossiles du messinien méditerranéen et du Trias lorrain. *Mém. Sci. Terre*, n° 48, 298 p.
- GEISLER D., ADLOFF M.C., DOUBINGER J. (1978). - Découverte d'une microflore du Carnien inférieur dans la série salifère lorraine. *Sci. de la Terre*, t. XXII, pp. 391-399.
- GLENNIE K.W. (1970). - Desert Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology. 14, Elsevier, Amsterdam, 222 p.
- GOODWIN P.W. and ANDERSON E.J. (1985). - Punctuated aggradational cycles : a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *J. Geol.*, v. 93, pp. 515-533.
- GUILLOU J.-J. (1980). - Contribution à la métallogénie des magnésites. Exemple du Cambrien espagnol. Thèse Etat Univ. Nancy, C.R.P.G. (1982), vol. 1, 167 p + XII p.
- GUNATILAKA A. (1980). - Anhydrite in vegetated sabkha, Al-Khiran, Kuwait, Arabian Golf. *Sedim. Geol.*, v. 69, pp 95-116.
- GUNATILAKA A., SALEH A. and AL-TEMEEMI A. (1980). - Plant controlled supratidal anhydrite from Al-Khiran, Kuwait. *Nature*, v. 288, pp 257-260.
- HAGUENAUER B. et HILLY J. (1975). - Les environnements continentaux, lagunaires et marins du Muschelkalk, du Keuper, du Lias et du Dogger de l'Est du Bassin de Paris. 9e Congr. Intern. Sédim., Nice. Livret-Guide Excursion 8, pp. 24-56.
- HAGUENAUER B. et HILLY J. (1987). - Naissance et déclin du Bassin Parisien dans ses marches orientales. In : Cavelier G. et Lorentz J. "Aspect et évolution géologiques du Bassin Parisien". *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, mém. h.-s., n° 6, pp. 106-115.
- HANDFORD C.R. (1981). - Coastal sabkha and salt pan deposition of the lower Clear Fork Formation (Permian) Texas. *J. Sedim. Petrol.*, v. 51, pp. 767-778.

- HANDFORD C.R. and BASSETT R.I. (1982). - Permian facies sequences and evaporite depositional styles, Texas Panhandle. *In* : Handford C.R., Loucks R.G. and Davies G.R., (eds.), "Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites". SEPM Core Workshop N° 3, pp. 210-237.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. and VAIL P.R. (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, v. 235, pp. 1156-1167.
- HARDIE L.A. (1967). - The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. *Am. Mineral.*, v. 52, pp. 171-200.
- HARDIE L.A., SMOOT J.P. & EUGSTER H.P. (1978). - Saline lakes and their deposits : a sedimentological approach. *In* : Matter A. and M Tucker M.E. (Eds.) "Modern and Ancient Lake Sediments". *Publs int. Ass. Sediment.*, n° 2. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 7-41
- HILLY J. et HAGUENAUER B. (1979). - Lorraine-Champagne. Guides géologiques régionaux. Ed. Masson, 216 p.
- HILLY J., MARCHAL C. and HAIMOUD M. (1988). - Depositional environments of the Keuper halite deposits of Lorraine (Eastern France). I.A.S. 9 th European Regional Meeting, Leuven, Belgium, Abstracts, pp 102-103.
- HILLY J. et MARCHAL C. (1991). - Rapport géologique sur le gisement de sel dans la concession de Lenoncourt. Inédit, 12p.
- HO C. and COLEMAN J.M. (1969). - Consolidation and cementation of recent sediments in the Atchafalaya Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.80, pp. 183-192.
- HOLSER W.T. (1979). - Mineralogy of evaporites. *In* : Burns R.G. (Ed.), Marine minerals. *Mineral. Soc. Am.*, Short course. v. 6, pp. 211-294.
- HONEYBORNE D.B. (1951). - The clay minerals in the Keuper marl. *Clay Minerals Bull.*, 1, pp. 150-155.
- HOVORKA S.D. (1987). - Depositional environments of marine-dominated bedded halite, Permian San Andres Formation, Texas. *Sedimentology*, v. 34, pp. 1029-1054.
- HOVORKA S.D. (1988). - Evaporite diagenesis driven by syndimentary evolution of brines. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 72, (Abstract), p. 199.
- HUSSAIN M. and WARREN J.K. (1989). - Nodular and enterolithic gypsum the "sabkha-tization" of Salt Flat playa, west Texas. *Sedim. Geol.*, v. 64, pp. 13-24.
- ILLING L.V., WELLS A.J. and TAYLOR J.C.M. (1965). - Penecomtemporaneous dolomite in the Persian Gulf. *In* : "Dolomitization and limestone diagenesis". A symposium .S.E.P.M. Spec. Publ., pp. 89-111.
- IRION G. and MÜLLER G. (1968). - Huntite, dolomite, magnesite and polyhalite of Recent age from Tuz Gölü , Turkey. *Nature*, v. 220, pp. 130-131.
- JAROUSSE J. (1978). - Contribution au problème de l'identification d'anciennes séries évaporitiques dans les ensembles métamorphiques. Approche principalement géochimique. Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon, I, 232 p.
- JAUZEIN A. (1974). - Les données sur le système CaSO₄, H₂O et leurs implications géologiques. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), v. XVI, pp. 151-160.

- JEANS C.V. (1978). - The origin of the Triassic clay assemblages of Europe with special reference to the Keuper Marl and Rhaetic of parts of England. *Phil. Trans. R. Soc., Series B*, 289, pp. 549-636.
- KENDALL A.C. (1984). - Evaporites. In : Walker R.G. (Ed.). *Facies Models*. Geosciences Canada, Reprint series I, pp. 259-296.
- KINSMAN D.J.J. (1966). - Gypsum and anhydrite of recent age. Trucial Coast Persian Gulf. In Rau J.L. ed., *Second Symposium on Salt*, Northern Ohio Geological Society, Cleveland, Ohio, pp. 302-326.
- KINSMAN D.J.J. (1974). - Calcium sulfate minerals of evaporite deposits : their primary mineralogy. In *Fourth symposium on salt*, Northern Ohio Geological Society. v.1, pp. 343-384.
- KLINGSPOR A.M. (1969). - Middle Devonian Muskeg evaporites of Western Canada. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v 53, pp. 927-948.
- KRYNINE P.D. (1949). - The origin of red beds. *Trans. New York Acad. Sci. Ser. II*, v. 2, pp. 60-68.
- KÜBLER B. (1973). - La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. *Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A.*, v 7, pp. 543-556.
- KÜHN R. (1979). - Diagenese in evaporites. *Geol. Rundschau*, v. 63, pp. 1066-1075.
- LE ROUX J. (1971). - Structures tectoniques et anomalies gravimétriques dans l'Est de la France. *Bull. B.R.G.M.*, 2e série, sect. I, n° 3, pp. 137-141.
- LE ROUX J. (1980). - La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris, ses relations avec la sédimentation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXII, pp. 655-662.
- LIPPMANN F. (1954). - Über einen Keuperton von Zaisersweiher bei Maulbronn. *Heidelb. Beit Mineral Petrogr.*, v. 4, pp. 130-134.
- LIPPMANN F. (1956). - Clay minerals from the Rot member of the Triassic near Göttingen, Germany. *J. Sedim. Petrol.*, v. 26, pp. 125-139.
- LIPPMANN F. und SAVASCIN M. Y. (1969). - Mineralogische Untersuchungen an Lösungsrückständen eines württembergischen Keupergipsvorkommens. *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, 13, p. 165.
- LOGAN B.W. (1987). - The MacLeod evaporite basin, Western Australia. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 44.
- LOMBARD A. (1956). - Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris, Masson et Cie, 722 p.
- LOWENSTEIN T.K. (1988). - Origin of depositional cycles in a permian "saline giant" : the Salado (McNutt Zone) evaporites of New Mexico and Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 100, pp. 592-608.
- LOWENSTEIN T.K. and HARDIE L.A. (1985). - Cirteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology*, v. 32, pp. 627-644.
- LUCAS J. (1962). - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte géol. Als-Lorr.*, v. 23, 202 p.

- LUCAS J. (1974). - Quelques considérations sur les argiles du Trias à faciès germanique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 7, t. XVI, pp. 677-678.
- LUCAS J. & ATAMAN G. (1968). - Mineralogical and geochemical study of clay mineral transformations in the sedimentary Triassic Jura Basin (France). *Clays and Clay Minerals*, v. 16, pp. 365-372.
- MAIKLEM W.R., BEBOUT D.G. and GLAISTER R.P. (1969). - Classification of anhydrite. A practical approach. *Bull. Canad. Petrol. Geology*, v. 17, pp. 194-233.
- MANN U. and FISCHER K. (1982). - The triangle method-semiquantitative determination of clay minerals. *J. Sedim. Petrol.*, v. 52, pp. 654-657.
- MARCHAL C. (1983). - Le gîte salifère keupérien de Lorraine-Champagne et les formations associées. Etude géométrique. Implications génétiques. *Mém. Sci. de la Terre*, n° 44, 139 p.
- MARCHAL C. (1986). - Le sel, marqueur stratigraphique et reflet de l'évolution structurale d'un bassin à partir de corrélations diagraphiques entre des séries keupériennes de l'Europe du NW. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t 303, série 11, n° 12, pp. 1135-1140.
- MARCHAL C., HILLY J. et BUFFET A. (1991). - Modalités d'une sédimentation halitique. Exemple du gisement keupérien de Lorraine-Champagne (NE France). *3^{ème} Congr. fr. Sédimentologie*, Brest, pp. 205-206.
- MASSON P.H. (1955). - An occurrence of gypsum in southwest Texas. *J. Sedim. Petrol.*, v. 25, pp. 72-77.
- MATRAY J.M., MEUNIER A., THOMAS M. et FONTES J.C. (1989). - Les eaux de formation du Trias et du Dogger du Bassin parisien : histoire et effets diagénétiques sur les réservoirs. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, v. 13, pp. 483-504.
- MAUBEUGE P.L. (1950). - Le bassin salifère lorrain. Imprimerie G. Thomas, Nancy, 147 p.
- MEGNIEN C. (1980). - Synthèse géologique du bassin de Paris. *Mém. B.R.G.M.*, n° 101, 102 et 103.
- MEYER R. (1973). - La carte géologique à 1/50.000 de Rambervillers (Vosges). Présentation générale et commentaires sédimentologiques. Thèse 3^{ème} Cycle Univ. Nancy, 150 p.
- MILLOT G. (1964). - Géologie des argiles. Altération, sédimentologie, géochimie. Masson, Paris, 499 p.
- MILLOT G. (1967). - Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires (y compris les séries rouges). *Sédimentology*, v. 8, pp. 259-280.
- MILLOT G., PERRIAUX J. et LUCAS J. (1961). - Signification climatique de la couleur rouge des grès permotriassiques et des grandes séries détritiques rouges. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, v. 14, pp. 91-100.
- MOIOLA R.J. and GLOVER E.D. (1965). - Recent anhydrite from Clayton Palay, Nevada : *Am. Mineral.*, v. 50, pp. 2063-2069.
- MONTANARI R., GEISLER D. et PETIT G. (1979). - Mise au point d'une méthodologie analytique concernant certains types de roches évaporitiques. *Sci. de la Terre*, t. XXIII, pp. 3-27.

- MURRAY R.C. (1964). - Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *J. Sedim. Petrol.*, v. 34, pp. 512-523.
- MULLER A., OARTING H. et THOREZ J. (1973). - Caractères sédimentologiques et minéralogiques des couches de passage du Trias au Lias sur la bordure nord-est du bassin de Paris. *Ann. Soc. géol. Belg.*, v. 96, pp. 671-707.
- OGNIBEN L. (1955). - Inverse graded bedding in primary gypsum of chemical deposition. *J. Sedim. Petrol.*, v. 25, pp. 273-281.
- ORTI CABO F. y ROSSEL ORTIZ L. (1981). - Fabricas cristalinas de la anhidrita nodular y laminada. *Acta Geol. Hispanica*, v. 16, pp. 235-255.
- PALAIN Ch. (1966). - Contribution à l'étude sédimentologique du "Grès à Roseaux" (Trias supérieur) en Lorraine. *Sci. de la Terre*, t. XI, pp. 245-291.
- PERTHUISOT J.-P. (1975). - La sebkha el Melah de Zarzis. Genèse et évolution d'un bassin paraliq. *Trav. Lab. Géol. Ecole norm. sup.*, Paris, 9, 252 p.
- PERTHUISOT J.-P. (1977). - La sebkha de Doukane (Qatar) et la transformation gypse anhydrite + eau. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, pp. 1145-1152.
- REYNOLDS R.C.Jr. and HOWER J. (1970). - The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. *Clays and Clay Minerals*, v. 18, pp. 25-36.
- RICOUR J. (1962). - Contribution à une révision du Trias français. Paris, Impr. nationale. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 471 p.
- ROUCHY J.-M. (1976). - Sur la genèse de deux principaux types de gypse (finement lité et en chevrons) du Miocène terminal de Sicile et d'Espagne méridionale. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, v. 18, pp. 347-364.
- ROUCHY J.M. (1981). - La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mém. Mus. Hist. Nat., Paris*, Sér. C, Tome L, 267 p.
- ROUCHY J.M., GROESSENS E. et LAUMONDAIS A. (1984). - Sédimentologie de la formation anhydritique viséenne du sondage de Saint-Ghislain (Hainaut, Belgique). Implications paléogéographiques et structurales. *Bull. Soc. géol. Belgique*, t. 93, fasc. 1-2, pp. 105-145.
- SADLER P.M. (1981). - Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *J. Geol.* v. 89, pp. 569-584.
- SCHLENKER B. (1971). - Petrographische Untersuchungen am Gipskeuper und Lettenkeuper von Stuttgart. *Oberrhein Geol. Abh.*, v. 20, pp. 69-102.
- SCHMALZ R.F. (1969). - Deep-water evaporite deposition : a genetic model. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 53, n° 4, pp. 798-823.
- SHEARMAN D.J. (1966). - Origin of marine evaporites by diagenesis. *Trans Inst. Min. Metall. Sec. B.*, v. 75, pp. 208-215.
- SHEARMAN D.J. (1978). - Halite in sabkha environments. In : Dean W.E. and Schreiber B.C. (eds.), "Marine Evaporites". S.E.P.M. Short Course, pp. 30-42.
- SHEARMAN D.J. (1983). - Syndepositional and late diagenetic alteration of primary gypsum to anhydrite. Sixth International Symp. on Salt, Salt Institute, Alexandria Virginia, v. 1, pp. 41-50.

- SINGER A. (1984). - The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments. A review. *Earth Sci. Reviews*, v. 21, pp. 251-293.
- SONNENFELD P. (1984). - Brines and Evaporites. Academic Press, New York, N.Y., 613 p.
- STEIN C.L., KRUMHANSL J.L. and KIMBALL K.M. (1991). - Silicate diagenesis in the Salado formation southeastern New Mexico. *J. Sedim. Petrol.*, v. 61, pp. 174-187.
- STEWART F.H. (1963). - The Permian lower evaporites of Fordon in Yorkshire. *Proc. Yorks., geol. Soc.*, v. 34, pp. 1-44.
- STRAKHOV N.M. (1970). - Principles of lithogenesis. New York, Oliver and Boyd, v. 3, 557 p.
- TRAUTH N. (1977). - Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). *Mém. Sci. Géol.*, n° 49, 195 p.
- TURNER P. (1980). - Continental Red Beds. Elsevier Amsterdam, 562 p.
- VAIL P.R. , MITCHUM R.M.Jr. and THOMPSON S. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4 : Global cycles of relative changes of sea level. In Payton C.E. (ed.) : Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Deposition". *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 26, pp. 83-98.
- VAN ANDEL Tj.H. (1981). - Consider the incompleteness of the geological record. *Nature*, v. 294, pp. 397-398.
- VAN HOUTEN F.B. (1961). - Climatic significance of red beds. In : Naim A.E.M. (ed.) "Descriptive palaeoclimatology", New York, Interscience, pp. 89-139.
- VAN HOUTEN F.B. (1964). - Origin of red beds - some unsolved problems. In : Nairn A.E.M., (ed.) "Problems in palaeoclimatology". New York, Intersciences, pp. 647-661.
- VAN HOUTEN (1968). - Iron oxides in red beds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 79, pp. 399-416.
- VAN HOUTEN (1972). - Iron and clay in tropical savannah alluvium, Northern Columbia : a contribution to the origin of red beds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, pp. 2761-2772.
- VAN HOUTEN (1972). - Origin of red beds : a review, 1961-1972. *Am. Rev. Earth and Planetary Sci.*, v. 1, pp. 39-61.
- WALKER T.R. (1967 a) . - Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 78, pp. 535-368.
- WALKER T.R. (1967 b). - Color of recent sediments in tropical Mexico. A contribution to the origin of red beds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 78, pp. 917-920.
- WALKER T.R. and HONEA R.M. (1969). - Iron content of modern deposits in the Sonoran Desert. A contribution to the origin of red beds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 80, pp. 535-544.
- WARREN J.K. and KENDALL C.G.St.C. (1985). - Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings modern and ancient. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 69, pp. 1013-1023.
- WEAVER C.E. (1989). - Clays, Muds and Shales. Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 44, 819 p.

- WEST I.M. (1965). - Macrocell structure and enterolithic veins in British Purbeck gypsum and anhydrite. *Proc. York Geol. Soc.*, v. 35, pp. 47-58.
- WEST I.M., ALL Y.A. and HILMY M.E. (1979). - Primary gypsum nodules in a modern sabkha on the Mediterranean coast of Egypt. *Geology*, v. 7, pp. 354-358.
- WÜRSTER P. (1964). - Delta sedimentation in the German Keuper Basin. *Developments in Sedimentology*, 1 : pp. 436-446.
- ZEN E. (1965). - Solubility measurements in the system $\text{CaSO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ at 35°, 50°, and 70°, and one atmosphere pressure. *J. Petrology*, v. 6, pp. 124-164.
- ZIEGLER P.A. (1982 a). - Triassic rifts and faciès patterns in Western and Central Europe. *Geol. Rundschau*, vol.71, pp.747-772 .
- ZIEGLER P.A. (1982 b). - Geological atlas of Western and Central Europe. Shell. The Hague, 130 p.

S.C.D. - U.M.P. NANCY 1
BIBLIOTHÈQUE SCIENCES
Rue du Jardin Botanique - BP 11
54601 VILLERS-LES-NANCY Cedex

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS.....	3
CHAPITRE I	
CHOIX DU SUJET ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE	5
A - Choix du sujet.....	5
B - Objectifs de l'étude.....	6
CHAPITRE II	
GÉNÉRALITÉS SUR LE KEUPER DANS L'EST DU BASSIN DE PARIS.....	7
1 - L'ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE	7
2 - LE CADRE STRUCTURAL.....	7
3 - LE KEUPER INFÉRIEUR ET MOYEN DANS LE BASSIN DE PARIS	10
A - Le domaine oriental	12
B - Le domaine occidental	16
CHAPITRE III	
DONNÉES DISPONIBLES ÉCHANTILLONNAGE MÉTHODES UTILISÉES	
1 - DONNÉES DISPONIBLES.....	17
A - Les carottes de sondages	17
B - Les diagraphies	17
2 - L'ÉCHANTILLONNAGE.....	17
3 - MÉTHODES UTILISÉES	18
A - Les analyses diffractométriques.....	18
a) - Séparation et traitement de la phase argileuse	18
b) - Estimation semi-quantitative des différents minéraux du cortège argileux	19
B - Les analyses chimiques	19
CHAPITRE IV	
MINÉRALOGIE ET PÉTROGRAPHIE DES MARNES À ANHYDRITE.....	21
1 - LES CONSTITUANTS MINÉRALOGIQUES.....	21
A - Les minéraux argileux	21
B - L'anhydrite	21
C - Les carbonates	22
D - Autres minéraux	22
2 - LA PHASE SULFATÉE DANS LES FACIÈS ANHYDRITIQUES.....	23
A - Les "lamines" anhydritiques	23
B - Les nodules anhydritiques.....	23
C - L'anhydrite "d'imprégnation"	28
D - L'anhydrite de remplissage des fissures	28
3 - LES FACIÈS-TYPES	28
A - Les faciès-types à dominante argileuse.....	29
a - Les argilites de couleur sombre.....	29
b - Les argilites gris-verdâtre et versicolores.....	29

B - Un faciès mixte : argilites + anhydrites.	32
C - Les faciès à dominante anhydritique.....	32
a - Les anhydrites nodulaires	33
b - Les brèches anhydritiques.....	33
D - Autres faciès.....	46

CHAPITRE V

UNE COUPE DE RÉFÉRENCE : LE SONDAGE CB1	47
1 - COUPE LITHOLOGIQUE	47
2 - LOG DIAGRAPHIQUE (Gamma Ray)	50
3 - LES RYTHMES SÉDIMENTAIRES	51
A - Les séquences - types	51
a) - Séquences-type S-A (fig. 8).	51
b) - Séquences-types S-B1 et S-B2 (fig. 9).....	52
c) - Séquence-type S-C (fig. 10).....	54
B - Les séquences réelles.....	54
C - La répartition des séquences.....	55
a) - La partie inférieure des Marnes à anhydrite	55
b) - La partie moyenne des Marnes à anhydrite.....	56
c) - La partie supérieure des Marnes à anhydrite	56
ANNEXE : COUPE DÉTAILLÉE DE CB1	57

CHAPITRE VI

LES ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX ARGILEUX	65
1 - CARACTÉRISTIQUES DES MINÉRAUX ARGILEUX PRÉSENTS	65
A - L'illite	65
B - Les chlorites.....	65
C - Les smectites	66
D - Les interstratifiés illite-smectite	66
E - Les interstratifiés irréguliers chlorite-smectite	67
F - L'interstratifié régulier chlorite-smectite : la corrensite	67
G - La palygorskite (attapulgitite)	67
2 - ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX ARGILEUX ET LEURS	
CARACTÉRISTIQUES PRINCIPALES	68
A - Association détritique à "illite + chlorite"	68
B - Association d'argiles magnésiennes diverses et d'illite	68
C - Association à corrensite.....	70
3 - GÉOCHIMIE DE LA PHASE ARGILEUSE	70
4 - RÉPARTITION DES ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX ARGILEUX.....	75
A - Dans les marnes irisées moyennes.....	75
B - Dans les marnes irisées inférieures	75
a) - Dans les Marnes à anhydrite	78
b) - Dans la Formation salifère	79

CHAPITRE VII

LES ENVIRONNEMENTS DES MARNES À ANHYDRITE.....	81
1 - UN MODÈLE DE BASSIN COMPARABLE	81
2 - LES DÉPÔTS SOUS-AQUATIQUES	82
A - Les argilites de teinte sombre.....	82
B - Les argilites grises à gris-vert	83

3 - LES ÉMERSIONS	84
A - Les argilites rouges.....	84
a) - Le problème général des couches rouges.....	84
Aperçu bibliographique.....	84
b) - Les argilites rouges des Marnes à anhydrite.....	85
B - L'anhydrite diagénétique.....	86
a) - Anhydrite primaire ou gypse précurseur ?.....	87
b) - Signification de l'anhydrite nodulaire.....	89
C - Les figures sédimentaires.....	89
4 - LA SIGNIFICATION DES SÉQUENCES	90
5 - L'HISTOIRE DES MARNES À ANHYDRITE.....	91
A - L'approche "gradualistique".....	92
B - L'approche "événementielle".....	92

CHAPITRE VIII

L'ÉVOLUTION DES MINÉRAUX ARGILEUX	95
UNE DIAGENÈSE MAGNÉSIEUNE	95
1 - DONNÉES BIBLIOGRAPHIQUES.....	95
a) - Argiles magnésiennes et faciès évaporitiques	95
b) - Processus d'évolution des minéraux argileux	96
- L'école française.....	96
- L'école allemande.....	96
- L'école américaine.....	96
2 - L'ORIGINE DU MAGNÉSIUM	97
3 - LA DIAGENÈSE DES MINÉRAUX ARGILEUX.....	98
A - Les smectites	98
B - La chlorite magnésienne	99
C - Les modalités de la diagenèse	99
a) - Les transformations dégradantes et aggradantes.....	99
b) - Les associations C à corrensite	100
c) - Les associations magnésiennes B	100
D - Conclusion	102

CHAPITRE IX

CONCLUSION : L'ÉPISODE ÉVAPORITIQUE DES MARNES IRISÉES INFÉRIEURES	103
A - Le couple inondation - émerision : conséquences sur l'enregistrement sédimentaire.....	103
B - Les équivalents latéraux de la série évaporitique lorraine	104
C - La subsidence.....	105
a) - La préexistence d'une fosse initiale ("cuvette" ou "bassin affamé").....	105
b) - La subsidence fractionnée dans le temps, accompagnée d'un taux d'accumulation halitique rapide.....	105
c) - La subsidence continue, accompagnée d'un taux d'accumulation halitique très lent.....	105
D - La mer germanique ?	106

BIBLIOGRAPHIE	109
---------------------	-----

Nom: RASHID

Prénom: Hamid

DOCTORAT de l'UNIVERSITE HENRI POINCARÉ, NANCY-I

en GÉOSCIENCES

VU, APPROUVÉ ET PERMIS D'IMPRIMER

Nancy, le 7.07.96. n: 662.

Le Président de l'Université



RÉSUMÉ

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE D'UN BASSIN ÉVAPORITIQUE TRIASIQUE

LES MARNES À ANHYDRITE (MARNES IRISÉES INFÉRIEURES) DE LORRAINE

Les "Marnes à anhydrite" de Lorraine surmontent le gisement de sel keupérien de Lorraine - Champagne (France NE). Plusieurs sondages carottés ont permis l'étude détaillée de cette formation argilo-carbonato-sulfatée épaisse d'environ 40 m : minéralogie, pétrographie, évolution diagénétique, composition chimique et associations des différents faciès lithologiques. Ces résultats et les données bibliographiques montrent que les "Marnes à anhydrite" se sont déposées dans un environnement de mudflats *s.l.* en marge d'un salt pan qui a migré progressivement de la Lorraine à la Champagne. La colonne sédimentaire comporte une trentaine de séquences de type sebkha témoignant chacune d'un environnement sous - aquatique évoluant vers l'émergence. Ce modèle de sédimentation très discontinue se retrouve dans le Gipskeuper d'Allemagne, avec une lithologie comparable, mais aussi dans le gisement salifère lorrain, avec des faciès différents mais caractéristiques de cycles immersion - émergence répétés.

ABSTRACT

CONTRIBUTION TO THE STUDY OF A TRIASIC EVAPORITIC BASIN

THE "MARNES A ANHYDRITE" OF LORRAINE (LOWER "MARNES IRISÉES")

In the Lorraine area, the "Marnes à anhydrite" overlie the keuperian salt deposit of Lorraine - Champagne (NE France). Several drillings allowed the detailed study of this argillaceous-carbonated-sulfated formation (around 40 m thick): mineralogy, petrography, diagenesis, chemical composition and lithological facies associations. According to these results and bibliographical data, the "Marnes à anhydrite" were deposited on marginal mudflats bordering a salt pan which progressively shifted from the Lorraine to the Champagne area. The sedimentary column is made of superposed deposits of about thirty sebkha sequences, each of them showing the evolution from a subaqueous to an emerged environment. This model of very discontinuous sedimentation is known in the German Gipskeuper with similar facies. It occurs in the salt deposit of Lorraine: the lithology is different but also characteristic of the same recurrent immersion - emersion cycles.